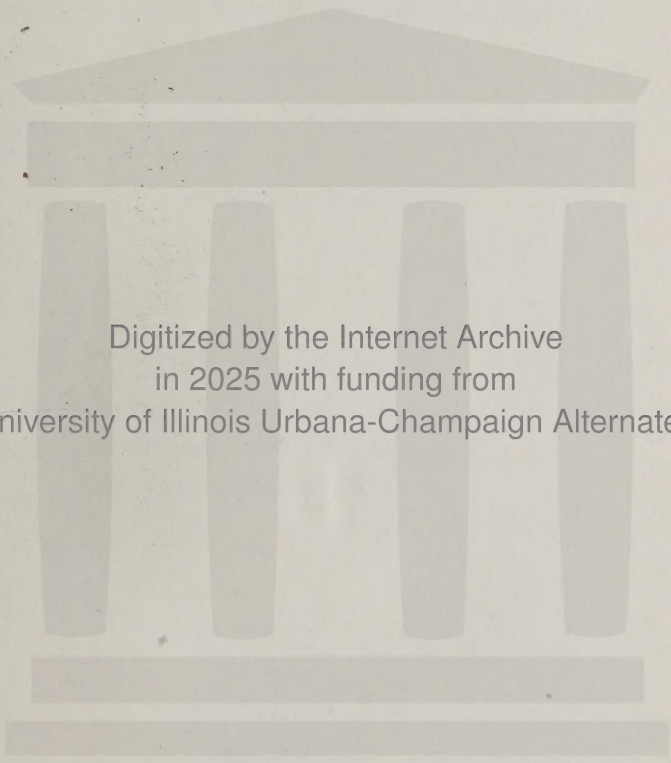
THE UNIVERSITY
OF ILLINOIS
LIBRARY
550.5
NJB
V.56 2
UNIVERSITY OF
ILLINOIS LIBRARY
AT URBANA-CHAMPAIGN
GEOLOGY



Digitized by the Internet Archive
in 2025 with funding from
University of Illinois Urbana-Champaign Alternates

https://archive.org/details/neuesjahrbuchfur5621unse

Neues Jahrbuch

für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn **E. Hennig**, in Tübingen **E. Kaiser**, in München **J. F. Pompeckj**, in Berlin

O. Weigel in Marburg a. L.

LVI. Beilage-Band.

Abteilung B.

Geologie und Paläontologie

Mit XXVII Tafeln und 29 Textfiguren.

STUTTGART 1927

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung

(Erwin Nägele) G. m. b. H.

Alle Rechte, auch das der Übersetzung, vorbehalten.

Printed in Germany.

Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Stuttgart.

550.5
N J B
v. 56 2
Geology
LIBRARY
UNIVERSITY OF ILLINOIS
URBANA

Inhalt.

	Seite
Beetz, W.: Über Glazialschichten an der Basis der Nama- und Konkipformation in der Namib SW-Afrikas. (Mit Taf. XIX—XXII und 1 Textabbildung.)	437—481
Beurlen, K.: Stratigraphische Untersuchungen im weißen Jura Schwabens. Ein Beitrag zur Kenntnis der epirogenen Bodenbewegungen und der paläogeographischen Entwicklung des weißen Jura . . . . . 78—124	161—229
Cornelius, H. P. und M. Furlani-Cornelius: Ueber die Tektonik der Marmolata-Gruppe (Südtirol). (Mit Taf. I u. II u. 13 Textabbild.)	1— 77
Denner, J.: Ueber einen neuen Pflanzenfundpunkt im Basalttuff der Mahlscheid bei Herdorf (Rhld.) (Mit Taf. III—VIII und 1 Textabbildung.) .	125—134
Gevers, T. W.: Der Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmischen Masse. (Mit Taf. XVII. XVIII, 5 Profillisten und 4 Textabbildungen. . . . . 243—347	348—436
Rode, K.: Der Lomnitzkamm im Habelschwerdter Gebirge. Bau- und Oberflächengestalt. (Mit Taf. XXIII—XXVII und 7 Textabbildungen.)	482—524

640560

Seite

Stutzer, Otto: Beiträge zur Geologie und Mineralogie von Kolumbien.

VI. Geologische Beobachtungen und Gedanken bei einer zweimaligen Durchquerung der kolumbianischen Mittel-Kordillere. (Mit Taf. IX—XI und 1 Textabbildung.) . . . . . 135—151

VII. Zur Geologie der kolumbianischen West-Kordillere zwischen Cali- und Buenaventura. (Mit Taf. XII—XVI.) . . . . . 152—159

VIII. Bemerkungen über Geologie, Oel und Wasser im Departement Atlántico in Kolumbien. (Mit 2 Textabbildungen.) . . . . . 230—242

Ueber die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol).

Von

H. P. Cornelius und **Marta Furlani-Cornelius.**

(Mit 2 Profiltafeln [Taf. I u. II] und 13 Textfiguren.)

I. Zur Einführung.

Unter der Bezeichnung Marmolatagruppe verstehen wir das ganze Gebiet zwischen dem obersten Fassa- und dem Cordevoletal, bis zum Biois nach S, das in der eisgekrönten Marmolata (Punta di Penia, 3344 m) die höchste Erhebung der gesamten Südtiroler Dolomiten trägt.

Es ist wohl nicht nötig, uns an dieser Stelle über die orographischen Verhältnisse dieser Gruppe eingehend zu verbreiten. Das hat Salomon [1] bereits zur Genüge getan. Außerdem ziehe man die vorzügliche, vom D. und Ö. Alpenverein herausgegebene, von L. Aegerter aufgenommene Karte 1 : 25 000 [2] zu Rate, die den größten Teil der Gruppe zur Darstellung bringt; sie orientiert über die Topographie besser als eine lange Beschreibung. Zu bemerken ist hier nur, daß wir an Stelle des von Salomon angewandten Ausdrucks „Cirellegebirge" den seither in der alpinistischen Literatur allgemein eingebürgerten: „Südliche Marmolatagruppe" für den südlichen Parallelzug zum eigentlichen Marmolatastock vorziehen.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich nun nicht mit dem Bau der ganzen Marmolatagruppe im oben bezeichneten, weitesten Umfange. Ausgeschlossen ist der westliche Teil: Col Laz, Bufaure und

[1] W. Salomon, Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Palaeontographica. **42**. 1895.

[2] Als Beilage in Band 36 (1905) der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins. Im folgenden wird sie kurz als AV.-Karte zitiert.

Costabellazug, vom Cirellepaß und Val di Contrin gegen W; ebenso die östlichsten Ausläufer gegen das Cordevoletal. Auch das Südgehänge gegen das Bioistal ist uns nur von einigen wenigen Touren in den Hauptzügen seines Aufbaues bekannt geworden. Im übrigen deckt sich unser Untersuchungsgebiet im wesentlichen mit dem zentralen und östlichen Teil der Gruppe, soweit sie auf der genannten Alpenvereinskarte zur Darstellung gebracht ist.

Die Zeit, welche wir teils gemeinsamen, teils getrennten Begehungen in diesem Gebiete widmen konnten, fällt in den Herbst der Jahre 1922 und 1925 und umfaßt im ganzen knappe zwei Monate — die uns noch überdies durch reichliches schlechtes Wetter stark geschmälert wurden. So mancher Aufnahmsgang mußte in Regen und Sturm, im Nebel oder tiefen Neuschnee durchgeführt werden. Man wird demgemäß keine lückenlose Detailuntersuchung im modernen Sinne von uns erwarten — zumal es sich um ein vielfach kompliziertes und teilweise schwer zugängliches Gebiet handelt. Wenn wir es trotzdem wagen, unsere Untersuchungen hiermit der Öffentlichkeit zu übergeben, so glauben wir dies durch eine Reihe von neuen Ergebnissen gerechtfertigt — dies um so mehr, als eine Fortführung und Ergänzung derselben uns aller Voraussicht nach in absehbarer Zeit nicht möglich sein wird.

Wenn wir solche Ergebnisse erzielen konnten, so danken wir dies zum guten Teil den Vorarbeiten, auf die wir uns stützen konnten. Die Stratigraphie vor allem fanden wir im wesentlichen fertig vor. Zahlreich sind die vorliegenden geologischen Feldarbeiten über das Marmolatagebiet indessen nicht[1]. Von älteren sind zu erwähnen die beiden Klassiker der Dolomitengeologie, Richthofen[2] und Mojsisovics[3]. Beide haben indessen das Ge-

[1] An paläontologisch-stratigraphischen Arbeiten, welche sich mit der reichen Fauna des Marmolatakalks befassen, seien — neben der bereits zitierten Monographie von Salomon — erwähnt: J. Böhm, Die Gastropoden des Marmolatakalkes. Palaeontographica. **42**. 1895.— E. Kittl, Die triadischen Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weißen Riffkalken Südtirols. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1894. p. 99. — E. Kittl, Die Gastropoden der Esinokalke, nebst einer Revision der Gastropoden der Marmolatakalke. Annalen naturhist. Hofmus. Wien 1899. p. 1.

[2] F. Freiherr v. Richthofen, Geognost. Beschreibung der Umgebung von Predazzo, S. Cassian und der Seiser Alpe. Gotha 1860.

[3] E. v. Mojsisovics, Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.

biet nur verhältnismäßig flüchtig berührt. Die Darstellung desselben, welche bis auf unsere Tage als maßgebend gelten konnte, hat Salomon [1] vor 30 Jahren geliefert: eine der ersten Arbeiten, welche mit dem Dogma der kaum gestörten, nur an Brüchen verstellten Tafel der Dolomiten gebrochen hat. Ihr gebührt zweifellos das Verdienst, einen Teil der wichtigsten Strukturelemente des Gebietes richtig aufgezeigt zu haben. Seitdem wurde dieses seiner Hauptausdehnung nach nicht mehr untersucht. Nur seine Ränder wurden von M. Ogilvie-Gordon in mehreren Arbeiten [2], sowie von W. Penck [3] berührt. Über unsere Ergebnisse, soweit sie die vulkanischen Erscheinungen betreffen, liegt ein kurzer Bericht [4] vor; außerdem über deren Gesamtheit ein Vorbericht in italienischer Sprache [5].

Es ist uns eine angenehme Pflicht, hier unserer Padovaner Kollegen Dr. S. Vardabasso und Dr. Castiglioni zu gedenken, mit denen wir im vergangenen Herbste mehrere gemeinsame Exkursionen unternommen und anregende Diskussionen geführt haben. Beiden sei an dieser Stelle für die Mitteilung mancher wertvoller Beobachtung bestens gedankt.

II. Überblick über die Schichtfolge.

Eine ausführliche Behandlung der Stratigraphie liegt nicht im Plane unserer Arbeit. Es seien nur kurz die auftretenden Schichtglieder aufgezählt und insbesondere ihr Verhalten als Gebirgsbaumaterial kurz charakterisiert. Die Probleme der vulkanischen Bildungen und der Faziesverhältnisse in der ladinischen Stufe, an

---

[1] W. Salomon, a. a. O.

[2] M. Ogilvie, Coral in the „Dolomits" of South-Tyrol. Geol. Magaz. 1894. — The Torsion-structure of the Dolomits. Quart. Journ. Geol. Soc. **55**. 1899. — Monzoni and Upper Fassa. Geol. Magaz. 1902. — The geol. structure of Monzoni and Fassa. Transactions Edinburgh Geol. Soc. **8**. 1902/03. — The Thrust masses in the western district of the Dolomites. Transact. Edinburgh. Geol. Soc. **9**. 1910.

[3] W. Penck, Die Melaphyrausbrüche von Buffaure. Mitt. Geol. Ges. Wien 1912. **5**. p. 20.

[4] H. P. Cornelius und M. Furlani-Cornelius, Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet. Centralbl. f. Min. etc. 1924. p. 366.

[5] Cenni sulla tettonica della Marmolada. Atti dell' Accad. Veneto—Trentina—Istriana **16**. 1925.

denen eine Arbeit tektonischen Inhalts nicht vorübergehen kann, seien später in besonderen Kapiteln betrachtet.

Die Schichtfolge beginnt innerhalb des untersuchten Gebietes mit dem

a) *Bellerophon*-Kalk. Unreine Kalke und Dolomite, vielfach mit dunkeln Tonschiefern wechselnd; Rauhwacke und Gips am Abfall gegen das Bioistal sehr reichlich eingeschaltet. Die Grenze gegen die hangenden Werfener Schichten ist so unscharf, daß wir in den Profilen von Val di Contrin auf eine Trennung verzichtet haben, die doch nur schematisch hätte durchgeführt werden können. — Die regelmäßige dünne Bankung (einige Zentimeter- bis Dezimeter Mächtigkeit der einzelnen Bänke) in Verbindung mit den Zwischenlagen gleitiger Tonschiefer machen den *Bellerophon*-Kalk zu einem vorzüglich faltbaren Gestein. Fast stets ist er in vielfache, enge Kleinfalten gelegt. Das erschwert eine Schätzung seiner normalen Mächtigkeit ungemein; wir möchten sie auf ca. 150—200 m veranschlagen.

b) „Werfener Schichten". Die bekannten feinsandig-tonigen, grauen und roten Kalke, für welche der angegebene Name eigentlich sehr unpassend ist, da sie mit den echten Werfener Schiefern wenig gemeinsam haben. Regelmäßige Schichtung in bis ca. $\frac{1}{2}$ m dicken Bänken, sowie gelegentliche tonige Zwischenmittel verleihen auch diesem Schichtglied eine sehr weitgehende Faltbarkeit. Neben den fast überall festzustellenden regelmäßigen Detailfalten von einigen Metern Amplitude beobachtet man gelegentlich noch ganz krause innere Verknetungen, „mechanische Injektionen" innerhalb des Werfener Komplexes, und ähnliches. — Die Gesamtmächtigkeit ist mit Vorbehalt auf 3—400 m zu veranschlagen (Gegend N San Pellegrino, wo die innere Faltung minder intensiv).

c) „Richthofensches Konglomerat", aus Werfener Bruchstücken bestehend, und

d) Unterer Muschelkalk spielen quantitativ, wegen ihrer nur wenige Meter betragenden Mächtigkeit keine Rolle im Gebirgsbau. Ersteres bildet eine massige Bank, die den tektonischen Bewegungen gegenüber mit Vorliebe durch Zerbrechung oder Zerreißung in Linsen reagiert; letzterer, ein dunkelgrauer, bituminöser, etwas knolliger Kalk mit nur wenige Zentimeter dicker Schichtung ist vorzüglich faltbar; manche Beobachtungen (vgl. p. 55) zeigen, daß seine Falten unter sonst gleichen Umständen

an Größe weit hinter jenen der Werfener Schichten zurückbleiben — eben der viel geringeren Schichtdicke entsprechend[1].

Häufig fehlen die Schichten c) und d) tektonisch, auch bei normaler Lagerung (z. B. Westsporn des Alto Col Mer, vgl. p. 49), und sind durch eine Diskordanz gegenüber dem Hangenden ersetzt; gelegentlich auch sind Werfener Schichten als „Durchspießungsfalten" in dieses, das ein ganz anderes mechanisches Verhalten zeigt, eingepreßt. Es wird gebildet von dem

e) Sarldolomit. So bezeichnen wir nach dem Vorschlag von Pia[2] den anisischen Dolomit, zum Ersatz für den mißverständlichen Ausdruck Mendeldolomit. Es ist ein meist schlecht geschichteter, z. T. auch ganz massiger, heller Dolomit oder dolomitischer Kalk, in seiner charakteristischen Form deutlich kristallin, mit gelb gefärbter, eigentümlich löcheriger Anwitterungsfläche; doch kann er im Streichen auf kurze Distanz dichtes Gefüge und glatte, grauweiße Anwitterung annehmen und dann vom Marmolatakalk nicht oder kaum zu unterscheiden sein. Ein wohl hierher zu stellender kristalliner Dolomit mit der charakteristischen löcherigen Anwitterung am Pian Trevisan (und ebenso östlich von dort am P 2032) steckt voll von kreisrunden, meist sehr kleinen (1—2 mm Durchmesser) Crinoidengliedern. Sonst fehlt jede Spur eines Fossils. — Die Mächtigkeit beträgt ca. 100—150 m.

Gegenüber tektonischer Einwirkung verhält sich der Sarldolomit zumeist recht spröde. Wenn er sich auch z. T. in Falten, wenigstens von größerem Krümmungsradius, einordnet, so geschieht dies stets unter starker innerer Zertrümmerung bis zu vollständiger Vergrusung.

f) Buchensteiner Schichten. Die bekannten dunklen Bänder- und grauen Knollenkalke mit Hornsteinlagen und Pietra verde, die mitunter selbständige Lagen von einigen Metern Mächtigkeit bildet (zwischen Ruaz und Ornella); auch regelmäßige Wechsellagerung mit grauen Kalken voller schwamm- und wurmförmiger, in bizarren Formen auswitternder Kieselkonkretionen findet sich (Passo di Col Becher u. a.). Diese gehen über in feine

[1] Vgl. die Regel der Stauchfaltengröße von B. Sander; Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen; Tschermak's Mitt. 1911. p. 286.

[2] J. Pia, Die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen. Anzeiger Akad. d. Wiss. Wien. No. 23. 20. Nov. 1925.

Kalkbreccien, die auch sonst gelegentlich vorkommen (N Sottoguda am Weg W des Rio Caldiere; N unter Forcella Franzei); ihr Auftreten und ihre Bildungsweise verdienten eine genauere Untersuchung. Eine besondere Fazies sind die hin und wieder auftretenden roten Knollenkalke; sie haben am Aufstieg vom Contrinhaus zum Ombrettapaß, sowie östlich des Pian Trevisan Fossilien geliefert, die indes noch näherer Bestimmung harren. Endlich sind zu erwähnen gröber sandige Melaphyrtuffe am Forfes-Nordgrat und Col Turon, die wohl auch noch den Buchensteiner Schichten zuzuzählen sind.

Gegen das Hangende wie das Liegende ist häufig ein allmählicher Übergang zu beobachten, durch erst dünn, dann immer dicker gebankte helle Kalke bzw. Dolomite. Auch seitlich findet ein solcher Übergang statt — eine seit Mojsisovics wohlbekannte Tatsache —, so daß die Buchensteiner Schichten in typischer Ausbildung schließlich ganz verschwinden; doch bleibt fast stets wenigstens eine durch Rasenbänder markierte Schichtfuge übrig (vgl. Ciamp Diarei, p. 23f.; ähnlich Franzetas u. a.). Wir haben in solchen Fällen den Kalk- bzw. Dolomitkomplex unterhalb als Sarldolomit, jenen über der Schichtfuge als Marmolatakalk angesehen — ohne daß wir im einzelnen Falle sicher sagen könnten, auf welcher Seite sich nun die Äquivalente der Buchensteiner Schichten tatsächlich — ganz oder teilweise — befinden.

Infolge dieser faziellen Verdrängung ist die Mächtigkeit der typischen Buchensteiner Schichten sehr veränderlich. Ihr Maximum dürfte etwa 70—80 m betragen.

Die Buchensteiner Schichten sind durch ihre regelmäßige und dünne Schichtung — normal einige Zentimeter Schichtdicke in den Knollenkalken, abnehmend z. T. bis zu Papierdünne in den Bänderkalken — zu stetiger tektonischer Umformung geradezu prädestiniert. Sehr häufig trifft man in ihnen Falten, welche das mechanisch ganz anders reagierende Hangende wie Liegende nicht mitmacht; es ist durchaus nicht nötig, zur Erklärung von solchen seine Zuflucht zu subaquatischen Rutschungen zu nehmen — wenn auch wohl gelegentlich Derartiges vorkommen mag. Natürlich entsprechen solchen Stellen innerer Zusammenstauung andere tektonischer Ausdünnung; und auf solche mag in manchen Fällen (z. B. unter Punta di Cornate) das Auskeilen der Buchensteiner Schichten zurückgeführt werden. Im ganzen kann man sie als vorzüglichen

Gleit- und Abscherungshorizont nach ihrem mechanischen Verhalten kennzeichnen.

g) Marmolatakalk. Massiger oder ganz grob (10—30 m Schichtdicke) gebankter Kalk von grauweißer Farbe und ebensolcher Anwitterung, dicht oder ganz fein kristallin; im ganzen sehr ähnlich dem gleichalterigen Wettersteinkalk der Nordalpen und wie dieser oft unregelmäßig dolomitisiert. Der große Fossilreichtum[1] ist nicht gleichmäßig in dem Gestein verteilt, sondern auf einzelne Nester beschränkt. Gegenwärtig liefern die beste Ausbeute Blöcke in der Moräne des Marmolatagletschers, nahe dessen Ostrand unter Punta Sorauta[2].

Die Mächtigkeit des Marmolatakalks beträgt im Gebiet Marmolata di Rocca—Pizzo Sorauta, und ebenso an den Cime Ombretta sicher mindestens nicht viel unter 1000 m, nimmt aber von diesem Zentrum gegen außen rasch, z. T. bis auf Null, ab. (Vgl. dazu und bezüglich der faziellen Beziehungen später p. 22f.)

Von einem Gestein wie der Marmolatakalk wird man a priori keine Fähigkeit zu stetiger Faltung erwarten. Überraschenderweise ist solche aber doch bis zu einem nicht ganz unbeträchtlichen Grade vorhanden, und zwar nicht nur flache Durchbiegung mit großem Radius (Fedaja, p. 40f.; Sottoguda, p. 58), sondern auch schärfere Faltung (Ombrettapaß, p. 51f.) — in die er freilich nur mit einem Bruchteil seiner Mächtigkeit und unter vielfach starker innerer Zertrümmerung eintritt. Anderwärts aber macht sich der mechanische Gegensatz zu den liegenden Schichten in der Ausbildung großer Abscherungsflächen an oder nahe der Basis geltend (schönstes Beispiel unter Cime Ombretta, vgl. p. 61).

h) Die vulkanischen Bildungen werden in einem folgenden Abschnitt (p. 9) ausführlicher besprochen. Hier sei nur erwähnt, daß die schichtungslosen Tuff-Kalkbreccien zur Ausbildung von Schuppungsflächen neigen (soweit man in ihnen überhaupt Tektonik beobachten kann, was oft nicht der Fall ist), während man den im allgemeinen gut, wenn auch dick (oft 20-30 m) geschichteten Sedimentärtuffen eine etwas weitergehende Faltbarkeit zumuten möchte. Doch mangeln darüber, soweit es sich

[1] Vgl. die bereits zitierten Beschreibungen von Salomon, E. Kittl, J. Böhm.

[2] Gemäß frdl. Mitteilung des eifrigen Sammlers Vito Depaul in Monzon bei Perra (Val di Fassa). Derselbe ist auch gerne bereit, Interessenten an die Fundstellen zu führen.

um mehr als ziemlich großzügige Verbiegungen (Belvedereantiklinale, p. 35) handelt, entsprechende Beobachtungen aus unserem Gebiet.

i) Die Wengen-Cassianer-Mergel und Kalke folgen über den Tuffen, durch Wechsellagerung (oberstes Buchenstein) eng mit ihnen verknüpft. Es ist ein liegender Komplex von dunklen, dünnschichtigen bis schieferigen Mergeln mit eingelagerten kalkigen Bänken von selten über 10 cm Dicke und ein hangender aus dicker gebankten, meist grauen, braun anwitternden Kalken (doch kommen auch vielfach andere Typen vor!); die Grenze beider ist nicht mit der zwischen Wengener und Cassianer Schichten identisch, die vielmehr meist innerhalb der Mergel verläuft (soweit überhaupt etwas über sie bekannt ist[1]). Die Kalke stellen sich in wechselndem Niveau stets in der Nachbarschaft der Schlerndolomitfazies ein. Ihre Mächtigkeit ist nicht sehr bedeutend; dagegen beträgt die der Mergel sicher mehrere hundert Meter. Genauer läßt sie sich freilich wegen der stets vorhandenen, oft höchst intensiven Kleinfaltung nicht mit Sicherheit schätzen.

Über die Faziesbeziehungen vgl. später (p. 21f.), sowohl gegenüber dem Marmolatakalk als auch gegenüber dem

k) Schlerndolomit. Dieser ragt nur mit einem winzigen Ausläufer seines Verbreitungsgebietes von N in unser Gebiet herein (Sasso Beccie, p. 33f.). Dort ist er verhältnismäßig gut geschichtet. Im ganzen bildet er hier noch eine wohl 500 m mächtige Platte (Sellagruppe!) im Hangenden der Cassianer Schichten. — Über sein Verhalten gegenüber der Tektonik waren in dem untersuchten Gebiet keine Beobachtungen zu machen. (Näheres vgl. p. 28f.)

Jüngere Schichten sind in unserem Gebiet nicht mehr vertreten. Salomon[2] nahm die Existenz von Raibler Schichten auf der Marmolata di Rocca nicht als unmöglich an; auf Grund sorgfältiger Fernbeobachtungen (zur Besteigung fehlte uns die Zeit) glauben wir sie verneinen zu dürfen, da die Felsen des Gipfels keine Andeutung eines Gesteinswechsels zeigen; ebensowenig geben die Moränen der Nord- oder der Schutt auf der Südseite Anlaß zu einer solchen Annahme. Nach unseren sonstigen Resultaten wären hier überdies als Hangendes des Marmolatakalkes noch nicht Raibler Schichten, sondern Tuffkonglomerate zu erwarten (vgl. p. 22).

[1] Vgl. M. Ogilvie's Funde von Cassianer Fossilien in den Mergeln unter den Südabstürzen der Langkofelgruppe; Monzoni and Fassa, a. a. O. p. 28.

[2] W. Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 22.

III. Die vulkanischen Bildungen der Ladinischen Stufe und ihre Lagerung.

Mit der Natur und dem Auftreten der vulkanischen Bildungen haben wir uns bereits in einer kurzen Mitteilung[1] befaßt. Wir wollen hier die dortigen Ausführungen nicht in allen Einzelheiten wiederholen, wohl aber einige Proben des Beobachtungsmaterials, auf das sich unsere Schlußfolgerungen gründen, in Abbildungen vorlegen. Gleich hier sei erwähnt, daß die erst zum kleineren Teil veröffentlichten Beobachtungen von S. Vardabasso[2] im Fleimser und unteren Fassatal eine große Menge wertvoller Übereinstimmungen und z. T. auch Ergänzungen zu den unsrigen geliefert haben.

In teilweiser Anlehnung an eine Richthofen'sche Unterscheidung wurden a. a. O. Sedimentär- und Explosivtuffe getrennt.

1. Die Explosivtuffe bestehen aus buntgemischten Breccien, aus vorwiegend eckigen Bruchstücken aller Triasgesteine von den Werfener Schichten bis zum Marmolatakalk, mit Beimengung von bald überwiegendem, bald ganz spärlichem Eruptivmaterial. Schichtung fehlt diesen Tuff-Kalkbreccien, ebenso jede gesetzmäßige Anordnung des Materials überhaupt. Die Größe der einzelnen Fragmente mißt im allgemeinen nur nach Zentimetern, doch finden sich als besonderes Charakteristikum fast stets grobe Blöcke und riesige Schollen von Tausenden, ja Zehntausenden von Kubikmetern Inhalt, teils einzeln, öfters gesellig auftretend. Auch unter ihnen sind alle Triasgesteine von Werfener Schichten bis Marmolatakalk vertreten; dabei ist nur auffällig, daß an manchen Orten, z. B. Cherz, Buchensteiner Riesenblöcke so gut wie ganz fehlen. An anderen Punkten (Pala Meriang, Contrin) sind aber auch solche reichlich oder doch (Rivo de Mereatsch) vereinzelt vorhanden.

Als Illustration zu dem bezüglich des Auftretens dieser Schollen Gesagten möge die beistehende Skizze (Fig. 1) vom Südabfall des Cherz (N Varda in Buchenstein) dienen. Es ist dazu zu bemerken,

---

[1] H. P. Cornelius und Marta Furlani-Cornelius, Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). Centralbl. f. Min. 1924. p. 366.

[2] S. Vardabasso, Nuovi rinvenimenti di materiali piroclastici nei dintorni di Moëna e loro importanza per la interpretazione tettonica della regione. Atti R. Ist. Veneto 83/II. 1924.

daß sie in großer Eile unter der Drohung eines heraufziehenden Unwetters aufgenommen wurde und daher auf mehr als sche-

Fig. 1. Ansichtsskizze eines Teils der Aufschlüsse am Südabhang des Cherz. — Tuff-Kalkbreccie (t) mit Schollen von Werfener Schichten (w) und hellen Dolomiten bezw. Kalken (d); im Hintergrund überlagert von geschichteten Tuffkonglomeraten (tk). — Länge der großen Werfener Scholle ca. 50 m.

matische Genauigkeit keinen Anspruch erhebt; insbesondere ist eine größere Anzahl von kleineren Schollen weggelassen. Immerhin gibt sie von der Lagerung der Gesteine an der genannten Stelle

wohl ein besseres Bild als die in allzu weitgehender Emanzipation von den natürlichen Verhältnissen entworfenen Profile M. Ogilvie-Gordon's[1] vom Cherz. — Man kann sich an Hand der Fig. 1 überzeugen von der z. T. gewaltigen Größe wie von der regellosen Lagerung dieser Schollen; und wenn wir noch hinzufügen, daß an ihren Begrenzungsflächen jede Spur von mechanischen Deformationen: von Zertrümmerungs-, Stauchungs-, Streckungserscheinungen etc. vollständig fehlt, ebenso von Rutsch- oder Gleitflächen, so wird man uns glauben, daß all diese riesigen Gesteinsschollen an ihren heutigen Platz gelangt und hier eingebettet worden sind durch eben den Vorgang, der die umgebende Tuff-Kalkbreccie geliefert hat: durch vulkanische Explosionen größten Ausmaßes. Um Schlammströme, Bergstürze oder andere an der Oberfläche bewegte, triadische Schuttmassen kann es sich nicht handeln — soweit die primäre Förderungsart in Betracht kommt; dagegen spricht einmal die Unmöglichkeit, das für solche Bewegungen erforderliche Gefälle irgendwo zu ermitteln; zweitens die weite regionale Verbreitung gleichartiger Bildungen, die uns bereits von Gröden und Buchenstein bis in die Gegend von Predazzo in zahlreichen Vorkommen bekannt sind; drittens endlich wohl am entschiedensten die Lagerungsverhältnisse vieler derselben, worauf gleich zurückgekommen sei. Natürlich soll damit nicht in Abrede gestellt werden, daß das primär auf explosivem Wege geförderte Material da und dort sekundär durch Rutschbewegungen erst an seinen heutigen Platz gelangt sein mag (vgl. unten). Das erste und dritte der eben aufgezählten Argumente (von dem lithologischen Charakter ganz abgesehen) gelten auch ganz ebenso gegen die Deutung als Gletschermoränen — falls jemand in Versuchung kommen sollte, im Gebiete der warmen triadischen Thetys nach Gletscherspuren zu suchen.

Was nun die Lagerungsbeziehungen der Explosivtuffe zu den übrigen Gesteinsgliedern des Gebiets betrifft, so wurden da a. a. O. auch schon zwei Typen beschrieben. Einmal konkordante Auflagerung auf Marmolatakalk bzw. Buchensteiner Schichten: So sind unsere Tuff-Kalkbreccien nicht nur über das Marmolatagebiet, sondern noch weit über dessen Grenzen hinaus verbreitet: als „Buchensteiner Agglomerate" in

[1] M. Ogilvie-Gordon, Torsion-structure, a. a. O. p. 584; Thrust-masses, a. a. O. Taf. III.

Gröden, Villnöß (Kreuzbergsattel), ebenso gegen S z. B. im Viezzenagebiet. Auch SO der Marmolata, wo wir sie vor zwei Jahren noch nicht kannten, haben sich nun ganz gleichartige Breccien gefunden; so am SO-Fuß des Pizzo Sorauta, desgleichen am Ausgang der Val bona bei Sottoguda oder bei der Forcella del Negher. Beistehend geben wir das Profil (Fig. 2) auf der SW-Seite von P 2507 (zwischen Forcella del Negher und Cime dell'Auta):

Über dem Marmolatakalk (1) liegt dort eine im ganzen ziemlich feine Tuffkalkbreccie (2), etwa 2 m mächtig; gegen O nimmt sie jedoch bedeutend zu und enthält dort auch einen Kalkblock von 3—4 m Durchmesser. In der Profilebene folgt (3) sandigtoniges, feingeschichtetes Tuffsediment von dunkler Farbe, sehr ähnlich manchen Wengener Schichten, 2—3 m; gegen O auskeilend. Darüber (4) Tuffsediment, im wesentlichen etwas gröber sandig, mit einzelnen eingebackenen Kalk-, seltener Lava brocken; 4—5 m. Endlich (5) grobes Tuffkonglomerat, in dicken Bänken geschichtet, ausschließlich aus Lavamaterial; ca. 50—60 m bis zum Gipfel von P 2507.

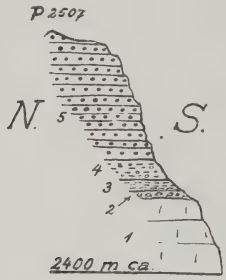


Fig. 2. Profil am Grat östlich Cime dell'Auta (Erklärung im Text).

Es liegt auf der Hand, daß gerade solche zu den mutmaßlichen Eruptionsstellen peripher gelegene Vorkommen von Tuffbreccien vielfach nicht unmittelbar durch die Explosionsvorgänge, sondern sekundär, durch Gleitung, Rutschung und Verschwemmung des von jenen ausgesprengten Materials ihre Erklärung werden finden können. Man ist ja heute der Ansicht, daß der Transport auch recht großer Blöcke durch submarine Gleitung über Strecken von mehreren Kilometern möglich ist — auch ohne allzu steiles Gefälle; wogegen die Annahme, Blöcke von einigen Metern Durchmesser seien durch die vulkanischen Gase kilometerweit weggeschleudert worden, doch entschieden etwas Mißliches an sich hat.

Diese Erwägungen gelten aber nicht für den anderen Lagerungstypus der Tuffkalkbreccien, welchem wenigstens in unserem engeren Gebiet die Hauptmasse dieser Gesteine angehört: den diskordant durchgreifenden. Er kommt vor in allen Größenstufen, vom schmalen Gang bis zum kilometerbreiten Sprengtrichter[1].

[1] Zum Vergleiche sei hingewiesen einmal auf die Tuffdurchbrüche der Oststeiermark, die bei Durchmessern bis ca. $\frac{3}{4}$ km z.T. überwiegend aus Sediment-

Einige Beispiele von Tuffgängen wurden a. a. O. kurz beschrieben: vom Forfes-Nordgrat (vgl. Profil IV auf Taf. I), vom östlichen Contrin-Gehänge. An diesem letzteren haben wir neuerdings das vielleicht auffälligste Beispiel der genannten Art entdeckt: in dem wilden Graben über der Brücke, wo der Tuffdurchbruch des Contrintals (vgl. Taf. II) sich gegen S mit Werfener Schichten verzahnt, setzt ein gelb verwitterter Gang scharf diskordant durch die letzteren, mit ziemlich ebenen Grenzflächen; er ist 20 cm bis 1 m mächtig. Zunächst meint man es mit irgend einer Sekretionsader zu tun zu haben; bei genauerer Betrachtung der Gangfüllung sieht man dieselbe jedoch zusammengesetzt aus fest verkitteten, eckigen Trümmern von vorwiegend Werfener Schichten, daneben aber auch einzelnen Brocken von Porphyrit, bis 15 cm Durchmesser. Diese beweisen, daß es sich weder um eine Füllung des Ganges mit tektonischem Zerreibungsmaterial, noch auch mit rezentem Verwitterungsschutt (wogegen ja schon die feste Verkittung spricht) handeln kann; es bleibt nur die Möglichkeit einer Einpressung im Zusammenhang mit dem explosiven Durchbruch des nördlich benachbarten Contrinschlotes. Die Spalte wurde dabei wohl sofort nach dem Aufreißen gefüllt, die Werfener Trümmer zum größten Teil dem unmittelbaren Nebengestein entnommen.

Was nun die größeren und größten Tuffdurchbrüche betrifft, so ist von vornherein klar, daß man nur selten wird erwarten dürfen, ihre gegenüberliegenden Ränder gleichzeitig aufgeschlossen zu sehen; meist wird wenigstens der eine von ihnen durch die eigenen Auswurfsmassen oder durch jüngere darübergebreitete Sedimente verdeckt sein — befinden wir uns doch in einem Gebiet, das an nicht allzuvielen Stellen bis unter den Horizont aufgeschlossen ist, mit dem gleichzeitig die Explosionen stattfanden. Tatsächlich ist einzig an dem Durchbruch von Contrin so ziemlich der ganze, auf unser Untersuchungsgebiet fallende Teil des Randes zugänglich; aber dieser bietet wohl schon primär, dann auch infolge tektonischer Umgestaltung so komplizierte Verhältnisse, daß eine Entzifferung der Einzelheiten außerordentlich zeitraubende Arbeit kosten würde. Wir können daher leider von keinem der größeren Tuffdurchbrüche ein vollständiges Bild entwerfen. Wem das ein Mangel scheint in der Begründung unserer Auffassung, der sei hingewiesen auf ein sehr schönes und allseitig zugängliches Beispiel gleicher Art im Latemargebiet, das S. Vardabasso entdeckt hat und hoffentlich bald beschreiben wird.

brocken bestehen (von A. Winkler dargestellt auf Blatt Gleichenberg der Geolog. Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75 000; die nähere Beschreibung steht in Aussicht); andererseits auf die bekannten Kimberlitschlote von Südafrika, die auch Schollen fremder Gesteine bis zum Ausmaß von 30 000 m³ umschließen; vgl. Stelzner-Bergeat, Die Erzlagerstätten. I. p. 78.

Die Durchbrüche der genannten Art bilden in unserem Gebiet eine geschlossene Reihe von seiner Westgrenze N Canazei längs der Nordseite des Avisiotales über Penia bis zum Südabfall des Col de Cuc. Hier verschwinden die Aufschlüsse unter den jüngeren Tuffsedimenten der Belvederekette. Aber auf deren anderen Seite kommen sie S Arabba, im Portadoß, Pizatsch, Pala Meriang wieder zum Vorschein — wohl die Fortsetzung des gleichen Zuges, der sich weiterhin auf die Nordseite vom Buchensteiner Tal, den mehrfach genannten Cherz verfolgen läßt. Etwas abseits von diesem zusammenhängenden Gebiet liegt noch ein größerer Durchbruch auf der Nordseite des Fedajapasses, sowie der ebenfalls bereits genannte auf der Ostseite von Val Contrin.

Fig. 3. Profil am Ausgang von Val de Mortiz. ca. 1 : 700 (Erklärung im Text).

Es wäre zweifellos eine interessante Aufgabe, diesen ganzen Komplex von Tuffdurchbrüchen in allen Einzelheiten aufzunehmen. Dafür reichte unsere Zeit nicht aus. Wir müssen uns daher auch hier darauf beschränken, einige typische Profile zu beschreiben, und zwar vor allem die z. T. sehr leicht zugänglichen auf der Fassaner Seite.

An der Mündung von Val de Mortiz bei Canazei beobachtet man das nebenstehende Profil (Fig. 3). Über stark in sich gefältelten Werfener Schichten (1) folgt gegenüber dem Elektrizitätswerk unterer Muschelkalk (2); den Kontakt bildet eine Gleitfläche, an der die Schichten mit leichter Diskordanz abstoßen. Darüber liegt massiger Sarldolomit (3). Er wird talaufwärts abgeschnitten von Tuffbreccie (4), die hier größtenteils aus Porphyri material besteht; ein großer Block von Muschelkalk schwimmt darin. Auch der nördlich den Tuff diskordant begrenzende, größere Muschelkalkfelsen (5) ist wohl nur eine große Scholle; freilich ist der Kontakt nicht sichtbar gegen die talaufwärts wiederum folgende und (soweit die Schuttunterbrechungen ein Urteil gestatten) auf weite Strecken zusammenhängende, hier kalkreiche Tuffbreccie (vgl. auch Profil VIII, Taf. I).

Geht man von Canazei gegen Penia, so trifft man dieses Gestein wiederum an den untersten Teilen des Gehänges. Ein kleines flaches Gewölbe von tieferen Triasschichten gegenüber von Alba wird von der Tuffbreccie durchbrochen

und nach allen Seiten (außer W) begrenzt[1]; bergaufwärts enthält sie in Menge riesige Dolomitschollen. An dem Bergvorsprung N Pian della Sia wird sie auf kurze Strecke von Tuffkonglomeraten verdeckt; aber bei Penia treffen wir sie wieder, gleich hinter den Häusern des Dorfes. In den dort sich öffnenden Gräben des Rivo di Doledda und Rivo di Lavacei steckt sie voll von riesigen Schollen. Besondere Erwähnung verdient eine Werfener Scholle, die 15—20 m mächtig den Graben gleich an seinem Eingang in senkrechte Stellung quert. Ihre gewaltigen Ausmaße legen zunächst den Gedanken nahe, daß sie anstehe; doch ist auf der Südseite der Kontakt mit der Breccie unmittelbar sichtbar — ohne jedes Anzeichen dafür, daß er mechanischen Ursprungs wäre. Eine normale Auflagerung der Breccie auf Werfener Schichten ist aber nirgends bekannt; es bleibt also keine andere Möglichkeit als daß auch diese Scholle, ungeachtet ihrer riesigen Dimensionen — sie ist mit wohl 150 m aufgeschlossener Länge die größte aller uns bekannt gewordenen —, in der Breccie schwimmt. Es ist ja wohl klar, daß eine so gewaltige Scholle nicht allzuweit von ihrem Ursprungsort wegbewegt sein kann; und tatsächlich gibt es Anzeichen dafür, daß Werfener Schichten in nur wenig tieferem Niveau anstehen müssen (vgl. unten).

Der Rand des Tuffdurchbruchs selbst ist hier nicht sichtbar; dagegen treffen wir ihn wenig weiter östlich, an dem Gehänge oberhalb Vera. Dort steht flach S fallender Marmolatakalk an, der gegen W unmittelbar an Tuff-Kalkbreccie grenzt. Er gehört vermutlich einem Sporn an, zwischen zwei benachbarten Durchbrüchen. Denn etwas weiter gegen NO, am Rivo de Mereatsch, treffen wir wieder Tuffbreccie (2 im Profil Fig. 4), mit zahlreichen Sedimentschollen — besonders große wiederum von Werfener Schichten. In Fig. 4 sind nur die größten schematisch eingetragen. Südwärts ist die Breccie überschoben auf größtenteils sandige, dünngeschichtete Tuffe (1) mit einzelnen Konglomeratlagen; nordwärts dagegen erscheint plötzlich Marmolatakalk (3) in zu sehr zusammenhängender Masse, als daß die Deutung als Scholle gerechtfertigt erschiene. Er muß wohl anstehen als Begrenzung des Tuffdurchbruchs; freilich ist der diskordante Kontakt gegen diesen, wie er in Fig. 4 gezeichnet wurde, hier nicht unmittelbar sichtbar. Wohl dagegen die Auflagerung eines Teils der Breccie konkordant auf die oberste Schichtfläche des Marmolatakalks (analog dem oben p. 11 f. Gesagten). Gegen N keilt die Breccie bei dem Weg nach Agarei fast ganz aus; darauf legen sich Tuffkonglomerate und Sandsteine (4).

NO von diesem Profil folgt wiederum eine waldbedeckte Strecke ohne Aufschlüsse, bis zum nächsten großen Graben, dem Rivo di Cherpei. Auf dessen Westseite trifft man eine lange Felswand aus mäßig S-fallendem Sarldolomit (1, Fig. 5); darunter kommen dort, wo der Graben aus dem steilen S-Gehänge des Col de Cu: hervorbricht, Werfener Schichten (2) zum Vorschein, die von Kalk-Tuffbreccie (3) diskordant abgeschnitten werden. Die üblichen Schollen schwimmen in dieser. Der Graben selbst bildet hier eine Strecke weit den Rand des Tuffdurchbruchs: seine Ostseite besteht aus Sarldolomit und Werfener Schichten in komplizierter Verfaltung; höher oben folgen Buchensteine und Marmolatakalk, auf den sich konkordant wiederum die Tuff-Kalkbreccie legt.

[1] M. Ogilvie-Gordon zeichnet hier mit Unrecht eine zusammenhängende fortlaufende Schichtfolge tieferer Trias längs der Talsohle.

Von hier östlich gegen Val dell' Infern sind in dem obersten Teil der steilen Wand nochmals die äußersten Randteile eines großen Tuffdurchbruchs aufgeschlossen, mit riesigen Schollen — an dem jähen Gehänge jedoch schlecht zugänglich. Weiterhin wird alles von jüngeren Tuffsedimenten bedeckt; nur die konkordant zwischengeschaltete Kalk-Tuffbreccie streicht noch weithin am Fedajagehänge aus.

Die beschriebenen und abgebildeten Beispiele dürften zur Genüge die Art und Weise des Auftretens unserer Tuff-Kalkbreccien

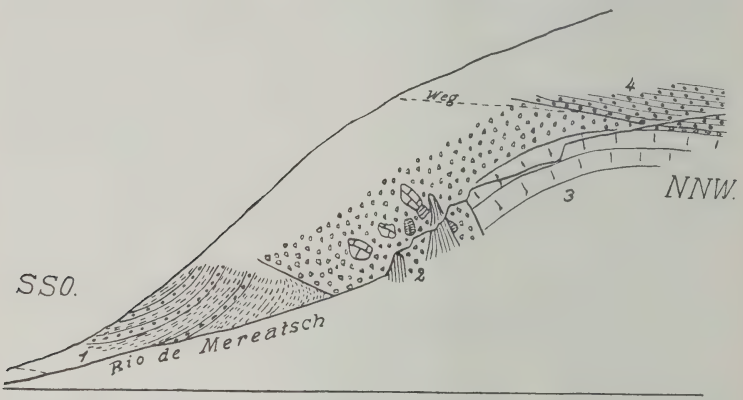


Fig. 4. Profil am Rio de Mereatsch, 1 : 2500 ca. (Erklärung im Text).

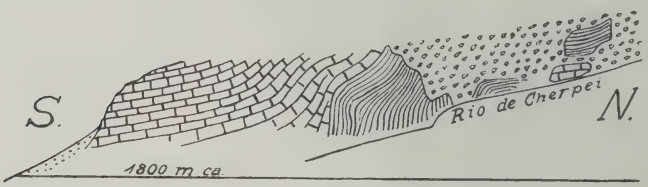


Fig. 5. Profil am Rio de Cherpei, 1 : 2500 ca. (Erklärung im Text).

dartun; es ist daher wohl nicht notwendig, auf die anderen, uns selbst teilweise minder genau bekannten Vorkommnisse näher einzugehen. Hingewiesen sei nur noch auf das bereits a. a. O. erwähnte Beispiel von der Pala Meriang, wo man eine leicht N-fallende triadische Schichtfolge sehr schön von mächtiger Tuff-Kalkbreccie abgeschnitten sieht (vgl. Prof. II, Taf. I). Einige weitere Angaben können bei Gelegenheit der tektonischen Einzelbeschreibung eingeflochten werden.

2. Die Sedimentärtuffe, welche a. a. O. abgetrennt wurden, sind größtenteils wohlgeschichtete Konglomerate

aus Lavablöcken, die wegen des massigen Bruchs ihrer Bänke von allen früheren Beobachtern[1] als Lavaströme mit kugeliger Absonderung aufgefaßt worden sind. Dagegen spricht aber sowohl die vielfach typische Gerölleform ihrer Elemente, als auch die vorzügliche Schichtung — Wechsellagerung mit Schichten feineren Tuffmaterials, in denen gar nicht selten Landpflanzenreste vorkommen. Die Deutung als aus dem Wasser abgelagerte Konglomerate wird noch weiter gestützt durch eine gewisse — natürlich nicht allzu exakt aufzufassende — Einheitlichkeit der Geröllegröße in ein und derselben Schicht, sowie durch die häufig zu beobachtende Anordnung der ellipsoidisch geformten Gerölle mit parallelen Längsdurchmessern.

Die Größe der Lavagerölle kann sehr bedeutend sein; 1 m Längsdurchmesser ist etwa das beobachtete Maximum. Beimengung andersartigen (Kalk-) Materials in diesen Konglomeraten ist eine sehr seltene Erscheinung (vgl. a. a. O.). Häufiger ist der Fall, daß die Konglomerate durch Übergänge oder Wechsellagerung verbunden sind mit groben Tuffbreccien, indem die regelmäßige Gerölleform ihrer Elemente verloren geht.

Letzteres ist insbesondere nicht selten der Fall in dem langen Zug von Tuffsedimenten, der längs der Nordseite von Val Ombretta entlangzieht und von allen früheren Beobachtern als Gang aufgefaßt wurde — wenn schon Mojsisovics, auf Grund der Lagerungsverhältnisse, die Deutung als regelmäßige, schichtförmige Einlagerung ebenfalls für möglich erklärte[2]. Da aber auch hier typische Konglomerate immer wieder zu finden sind, kann es sich nur um ein den übrigen Vorkommen rings um die Marmolatagruppe analoges Tuffsediment handeln; auch abgesehen von dem Auftreten der ersteren unterscheidet es sich von den zahlreichen echten Gängen des Gebiets eben durch die Breccienstruktur, die diesen ganz allgemein fremd ist. Die Kalkbrocken aber, die Salomon in dem genannten Gesteinszug auffand, als Nebengesteinseinschlüsse deutete und als Argument zugunsten der Gangnatur auffaßte — sie sind als sedimentäre Einstreulinge in den stratigraphisch tiefsten Tuff-

[1] Eine Ausnahme macht anscheinend nur H. Graf Keyserling (Geolog.-petrogr. Studien im Gebiete der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 1902); wenigstens schreibt er (p. 311), daß er auf einer Exkursion von Caprile gegen die Marmolata nur Tuffe habe finden können.

[2] Dolomitriffe, p. 354.

lagen (auf diese sind sie beschränkt) anzusehen — sofern man sie nicht auf Ausläufer der sonst konkordant an der Tuffbasis liegenden Schicht von Explosivtuff (vgl. oben) bezeichnen will. Übrigens ist die Zahl der Kalkbrocken hier gering und ihre Größe geht, soweit unsere Erfahrungen reichen, niemals über einige Zentimeter Durchmesser hinaus.

In der Gegend der Cima di Rossi und des oberen Buchensteins, wo die Tuffsedimente sich mit den eigentlichen Wengener Schichten durch Wechsellagerung verzahnen, beobachtet man ein Zurücktreten der Konglomerate gegenüber von grünen Tuffsandsteinen. An der erstgenannten Lokalität enthalten solche auch reichlich Kalkmaterial beigemengt.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Tuffsedimente ist eine gewaltige; in der Kette nördlich der Fedajasenke reicht sie bis nahe an 1000 m. In der Gegend östlich der Marmolatagruppe ist eine Schätzung nicht möglich, da jüngere Bildungen in dem untersuchten Gebiete nicht mehr auflagern; ein Minimum von 5—600 m ist aber auch dort sicher.

3. Lavadurchbrüche spielen innerhalb des untersuchten Gebietes eine verhältnismäßig bescheidene Rolle. Uns ist nur ein größeres Vorkommen dieser Art bekannt geworden: in der Val Mortiz, nördlich Canazei. Bei dem Wasserfall unter Pradel sieht man dort kompakten Melaphyr an starkgefältelte Werfener Schichten stoßen, mit senkrechter, ONO streichender Grenzfläche. Der Melaphyr zeigt am Kontakt Mandelsteintextur, aber keine mechanischen Erscheinungen, die erlauben würden, die Grenze als Verwerfung aufzufassen. Talabwärts, in einiger Entfernung vom Kontakt, stellt sich in ihm prachtvolle säulige Absonderung ein mit strahliger Anordnung der einzelnen Säulen.

Anreihen darf man hier wohl auch die basischen Gänge, welche in meist geringer Mächtigkeit — einige Meter —, aber großer Zahl das südwestliche Marmolatagebirge durchschwärmen. In unserem Untersuchungsgebiet sind sie häufig nur mehr im Ombretta-Vernalekamm; man sieht sie in großer Anzahl sowohl auf dessen W-Abfall, wie auch auf der NO-Seite der Cima Ombretta — hier beobachteten wir ihrer fast ein Dutzend beim Aufstieg von O zum Passo Ombretta — als geradlinig hinziehende, dunkle Bänder im hellen Kalk[1]. Sie streichen etwa NO und fallen meist ziemlich

[1] Vgl. die schematische Abbildung bei Salomon, Marmolata (a. a. O. Fig. 13. p. 77).

steil S. Morphologisch geben sie — ähnlich wie im Latemargebirge — häufig Anlaß zur Entstehung von Kaminen, Schluchten und Gratscharten.

Weiter östlich und nördlich sind solche Gänge viel seltener. Einen ganz schmalen, mit N—S-Streichen, fanden wir an der Punta di Formenton, östlich vom Gipfel. Einzelne finden sich am SW-Gehänge des Kammes Vernel—Punta di Cornate. Beim Abstieg von der Marmolatascharte gegen N fand Salomon (a. a. O. p. 77) Bruchstücke basischer Eruptiva, die auf anstehende Gänge unter dem Gletscher schließen lassen. Den äußersten trafen wir anstehend im Gran Poz auf der Nordseite der Marmolata; er streicht (abweichend von den anderen) NW—SO.

Daß diese Gänge mit den ladinischen Eruptionen in Zusammenhang stehen, ist zwar noch nicht bewiesen, aber doch recht wahrscheinlich: auf den ersten Blick vielfach auffällige Ähnlichkeit der Gesteine spricht dafür (eine genaue vergleichende petrographische und chemische Untersuchung steht freilich noch aus); auch sind diese Gänge noch nie in jüngeren Bildungen als im Marmolatakalk getroffen worden — wogegen freilich eingewendet werden kann, daß solche in dem Hauptverbreitungsgebiet der Gänge nicht mehr erhalten sind. Man wird sich den Zusammenhang ja nicht so vorzustellen haben, daß jeder dieser Gänge die Oberfläche erreicht hätte; vielmehr sind sie aufzufassen als Ausstrahlungen des (oder eines) Haupt-Eruptionsschlotes — Radialspalten, von denen vielleicht gar keine eine selbständige Eruptionsstelle getragen hat.

Anderseits ist von Wichtigkeit die Art, wie sich diese Gänge (und ebenso die des Latemar usw.) um das Intrusivgebiet von Monzoni-Predazzo herumgruppieren. Das ist schon verschiedenen Beobachtern aufgefallen; Salomon z. B. schreibt: „Ihre Häufigkeit steht in direkter Proportion zu der Annäherung an den Monzonistock[1]“. Das scheint ganz entschieden darauf hinzudeuten, daß sich das (oder ein) Hauptzentrum der vulkanischen Tätigkeit in jener Gegend befand — und wenn es auch selbstverständlich auf das Alter der granitischen, monzonitischen usw. Intrusivgesteine, die ja jünger sind als die triadischen Porphyrite, keinen direkten Schluß zuläßt, so spricht es doch für eine genetische Zusammengehörigkeit beider.

[1] Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 77.

4. Zur Geschichte der vulkanischen Tätigkeit.

Die ersten Anzeichen triadischer vulkanischer Tätigkeit finden sich in unserem engeren Gebiet und weit darüber hinaus in den Buchensteiner Schichten: nicht nur die bekannten Pietra verde-Lagen, sondern als Ausnahme auch echte Tuffsandsteine kommen darin vor (vgl. oben p. 6). Woher dieses Eruptivmaterial stammt, ist noch recht dunkel, der Annahme einer Herkunft aus S[1] bereitet der Umstand Schwierigkeiten, daß gerade im S der Marmolatagruppe den Buchensteiner Schichten solche Einlagerungen zu fehlen scheinen; ihre größte Entwicklung erreichen sie unserer Erfahrung nach im O (Ornella). Als feststehend ist jedenfalls zu betrachten, daß die Heimat dieses Eruptivmaterials außerhalb unseres Gebiets zu suchen ist — vielleicht recht weit außerhalb, wenn man die gleichmäßige außerordentliche Feinheit des vorwaltenden Gesteinstypus — eben der Pietra verde — und die weite räumliche Verbreitung auch über unser Gebiet hinaus in Betracht zieht.

Mit dem Abschluß der Buchensteiner Zeit, bzw. nach Ablagerung eines Teiles des Marmolatakalks treten die geschilderten Explosionsvorgänge im Marmolatagebiet selbst ein. Mit ihnen erschöpft sich hier aber auffallenderweise die vulkanische Tätigkeit: nirgends ist ihnen ein Lavaausbruch gefolgt — mit Ausnahme vielleicht von Val de Mortiz, wenn schon nicht nachgewiesen ist, daß der dortige Durchbruch die Erdoberfläche erreicht hätte. Die mächtigen Tuffkonglomerate und -Sandsteine müssen von außen her in unser Gebiet hereingeschwemmt sein. Von wo — das ist eine Frage, die genaue vergleichende Untersuchungen über die Geröllegröße werden entscheiden müssen. Als mutmaßliches Ausgangsgebiet wird man vorläufig wohl am ehesten die Eruptionsstellen der Gegend Bufaure—Monzoni—Predazzo in Rechnung stellen.

Jedenfalls beweisen diese Tuffkonglomerate, daß die Eruptionen nicht rein submarin verlaufen sein können, wie das seit Richthofen zumeist angenommen wird; darauf haben wir a. a. O. bereits aufmerksam gemacht. Für den Beginn wird jene Annahme ja wohl zutreffen — da nirgends Anzeichen einer Trockenlegung

[1] M. Ogilvie-Gordon, Das Vorkommen von *Diplopora annulatissima* im Langkofelgebiet. Verh. Geol. Bundesanst. 1925. p. 192.

am Ende der Buchensteiner Zeit bekannt sind. Im weiteren Verlauf aber müssen die Eruptionskegel den Meeresspiegel erreicht haben — wozu ja wohl keine allzugroße Kraftanstrengung erforderlich war — und z. T. sogar nicht unbeträchtlich über ihn emporgewachsen sein; denn der Transport der Blöcke von $\frac{1}{2}$—1 m Durchmesser über doch wenigstens ein paar Kilometer Entfernung erfordert ein gewisses Gefälle, das nicht leicht auf andere Art zu beschaffen ist. Auch die von vielen Punkten aus den Tuffsedimenten bekannt gewordenen Landpflanzenreste dürften weitaus am einfachsten auf die Vegetationsbedeckung solcher Vulkaninseln zu beziehen sein.

IV. Die Faziesverhältnisse in der ladinischen Stufe.

Lange Jahre hindurch eines der umstrittensten Kapitel der Alpengeologie, ist heute die Frage nach der Entstehung der Südtiroler Dolomitstöcke und ihrem Verhältnis zu den Mergel- und Tuffsedimenten im wesentlichen abgeklärt. Die Tatsache des Fazieswechsels — dessen Nachweis das bleibende Hauptverdienst der klassischen Untersuchungen von Mojsisovics bildet — wird wohl von niemandem mehr ernstlich bestritten; und auch der unter dem Einfluß der Deckentheorie unternommene Versuch von M. Ogilvie[1], die verschiedenen Fazies getrennten Schubmassen zuzuweisen, konnte daran nichts ändern, und ist heute auch von seiner Urheberin im wesentlichen wieder aufgegeben.

Anderseits haben Rothpletz[2], Salomon[3] u. a. mit Recht geltend gemacht, daß die Korallen im Schlerndolomit als Gesteinsbildner ganz zurücktreten gegenüber kalkabscheidenden Algen; und daß die von Mojsisovics angenommenen steilen Riffböschungen nicht existieren[4] — daß es sich mithin nicht um Korallenriffe im Sinne von Mojsisovics handeln könne. Später freilich hat Salomon[5] darauf hingewiesen, daß die moderne ozeanographische

[1] M. Ogilvie-Gordon, The thrust-masses, a. a. O. 1910.

[2] A. Rothpletz, Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.

[3] W. Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 24 ff.

[4] Vgl. hierzu jedoch das auf p. 24 Gesagte.

[5] W. Salomon, Das Adamellomassiv, ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen. Abh. geol. Reichsanst. Wien 1908. **21**. p. 415 f.

Forschung ganz dasselbe von vielen rezenten sog. Korallenriffen gezeigt hat — daß auch sie Bauten in erster Linie kalkabscheidender Algen und nicht so sehr durch steiles Höhenwachstum, als vielmehr durch rasenförmige Ausbreitung gekennzeichnet sind. Die Vergleichung ladinischer Dolomitmassen mit „Korallenriffen" besteht also, in anderem Sinne als Richthofen und Mojsisovics meinten, heute doch zu Recht[1].

Dies diene zum Überblick über den heutigen Stand der Frage; weitere grundsätzliche Erörterungen dazu halten wir hier nicht für erforderlich und werden uns im folgenden darauf beschränken, die Lagerungsverhältnisse im Marmolatagebiet zu beschreiben, soweit sie ursprünglicher, durch die Absatzverhältnisse bedingter Natur sind. Wir werden dabei den Ausdruck „Riff" vermeiden, da sich mit ihm eine unzutreffende morphologische Vorstellung verbindet; statt dessen seien die einzelnen Kalk- und Dolomitkörper mit einem ganz neutralen Ausdruck, als Massen bezeichnet.

In unserem Untersuchungsgebiet haben wir es in erster Linie zu tun mit der Marmolatamasse, außerdem an seinem Nordrande mit der Langkofel-Sellamasse.

Die Marmolatamasse hat im großen und ganzen die Gestalt einer gewaltigen Linse an der Basis der Tuffe. Im Gebiet ihrer größten Mächtigkeit erreicht sie gegen 1000 m; in der Gegend Marmolata di Rocca—Pizzo Sorauta; ja, wenn der Kalk der Punta Sorauta, des Saß de Mezdi usw. als Hangendteil normal dazugehört (was noch nicht ganz außer allem Zweifel steht, wird jene Zahl wohl noch überschritten. Hier ist das normale Hangende nirgends erhalten; dagegen trägt die noch kaum viel weniger mächtige Ombrettaschuppe noch ihre ursprüngliche Tuffbedeckung (vgl. oben p. 17, und später, p. 51). Dank der Bedeckung durch die Marmolataüberschiebung ist sie erhalten geblieben. Das ist eine wichtige Tatsache; sie zeigt uns, daß die Marmolatamasse auch noch mindestens ganz nahe der Stelle ihrer größten Mächtigkeit einen Tuffmantel trägt, und wir sind sicher, keinen großen Fehler zu begehen, wenn wir annehmen, daß sie einst ganz unter einem solchen verhüllt war.

[1] Man vergleiche hierzu auch das Sammelreferat von R. v. Klebelsberg. Neuere geologische Forschungen, die südosttiroler Dolomiten betreffend. Mitt. geol. Ges. Wien 1911. p. 156.

Von dem Gebiet größter Kalkmächtigkeit, das außer dem eigentlichen Marmolatakamm auch den Ombrettakamm und von der Südkette der Gruppe wenigstens das Stück Sasso di Valfredda — Monte Fop mitumfaßt, findet gegen außen Abnahme der Mächtigkeit statt. Dieselbe vollzieht sich jedoch nicht in regelmäßiger Weise. Wir müssen vielmehr annehmen, daß einem verhältnismäßig ausgedehnten Gebiet großer, relativ gleichbleibender Mächtigkeit wenigstens streckenweise eine recht steile „Faziesböschung" gegen außen gegenübersteht. Beweisend für diese Behauptung ist das Profil vom NO-Eck der Marmolatamasse, das hier kurz besprochen sei (vgl. Fig. 6, sowie Fig. 10, auf p. 60).

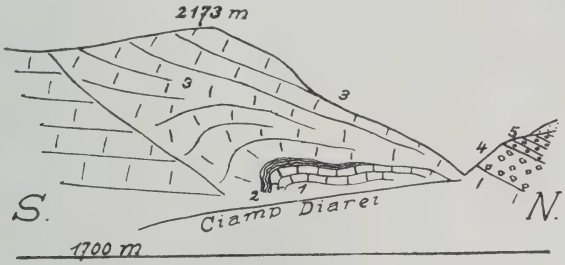


Fig. 6. Profil am Ostfuß der Punta Soranta, 1 : 12500 ca. (Erklärung im Text).

Am Ostfuß der Punta Sorauta, auf der Westseite des Ciamp Diarei, treffen wir den von Salomon[1] entdeckten Aufschluß von Buchensteiner Bänderkalk mit Pietra verde, ca. 10 m mächtig (Nr. 2 in Fig. 6), unterlagert von dem dünnbankigen, nach unten zu massigen Dolomit (1), der gemäß der Lagerung als Sarl- bzw. Buchensteiner Dolomit aufzufassen ist. Allein von den Verwerfungen, an welchen nach Salomon diese Schichten herausgehoben sein sollen, ist in der Natur nichts zu sehen. Nur auf der Südseite des Aufschlusses zieht ein schiefer Schnitt gegen S durch die Kalkwände aufwärts, der höchstwahrscheinlich einer untergeordneten Gleitfläche entspricht; für das Problem, um das es sich hier handelt, spielt sie jedoch keine Rolle. Viel wichtiger ist für uns hier der Umstand, daß die Buchensteiner Schichten gegen W g a n z r e g e l m ä ß i g u n d o h n e s c h a r f e G r e n z e überlagert werden von hellem dünngebankten Kalk, der weiter aufwärts in den normalen massigen Marmolatakalk (3) der Punta Sorauta

[1] W. Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 17.

übergeht. Die Buchensteiner Schichten bilden also — daran ist nicht zu zweifeln — die ganz normale stratigraphische Basis der letztgenannten, die sich hier noch sicher einige 100 m mächtig über ihnen aufbaut. — Gehen wir nun aber gegen N, so sehen wir alsbald die Buchensteiner Schichten auskeilen — ohne daß indessen das Hangende und Liegende sogleich zu einer unterschiedslosen Kalkmasse verschmölze: vielmehr setzt — wie dies auch an anderen analogen Stellen gewöhnlich der Fall — eine Schichtfuge, markiert durch ein auffälliges Rasenband, an Stelle der verschwundenen Buchensteiner Schichten fort, eine Diskontinuität in der Ablagerung anzeigend. Und dieses Rasenband verläuft horizontal bis fast zum NO-Eck des Marmolatastockes, wo das Tal gegen NW zum Fedajapaß umbiegt. Dort reicht der Marmolatakalk noch auf die N-Seite des vom Paß herabkommenden Baches hinüber und wird — soweit zu erkennen konkordant — überlagert von Tuffkalkbreccien (4), weiter von Tuffkonglomeraten (5). Die Auflagerungsfläche aber fällt verhältnismäßig recht steil gegen NO ein (die beiden Profile Fig. 6 und 10 zeigen noch nicht das maximale Einfallen!) Es scheint ihr zu entsprechen die gewaltige, bis ca. 40° geneigte Plattenabdachung der Punta Sorauta gegen NO (Laston der A.V.-Karte); wenngleich freilich Reste von aufgelagertem Tuff, die deren Natur als Auflagerungsfläche unmittelbar beweisen würden, nicht darauf zu beobachten sind. Aber auch unabhängig davon können wir für das Gefälle von der Punta Sorauta bis zum Punkt 1803, wo der Marmolatakalk gegen NO untertaucht, ein durchschnittliches Gefälle von ca. 38° 40′ berechnen; da nun die Buchensteiner Schichten fast horizontal ausstreichen (und nicht gut anzunehmen ist, daß sie im Berginneren plötzlich gegen SW in die Höhe biegen), so ist jener Winkel auch als nicht allzuweit abweichend vom ursprünglichen Fazieswinkel zu betrachten. Sicherlich geht derselbe ganz bedeutend über den von Salomon für die Marmolata-Nordseite errechneten Wert von 12° 20′[1], und auch noch etwas über den von demselben Forscher als Maximum überhaupt angenommenen Betrag von 30°[2] hinaus.

[1] Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 36.
[2] Ebendort. p. 37.

Diese steile Faziesböschung dürfte auf der Nordseite der Marmolatakette nicht ganz vereinzelt dastehen, wenngleich anderwärts keine direkten Beobachtungen darüber vorliegen. Wahrscheinlich scheint uns, daß das jähe Einschießen der Platten im W der Kette (Nordseite der Punta di Cornate etc., vgl. Taf. II) nicht rein durch die alpine Tektonik, sondern zu einem Teil seines Betrages bereits durch die Faziesböschung bedingt ist. Sicher ist jedenfalls, daß der Marmolatakalk auf der Nordseite der Fedajasenke vielfach schon sehr reduziert ist; über den Buchensteiner Schichten N und NW des zerstörten Bamberger Hauses mißt er noch 20—30 m. In ähnlicher Mächtigkeit taucht er aber auch auf der Nordseite der Belvederekette wieder hervor, um dort alsbald vielfach ganz auszukeilen.

Gleichfalls sehr rasch vollzieht sich die Mächtigkeitsabnahme des Marmolatakalkes gegen SO. Am Monte Fop noch 6—700 m, an den Cime dell'Auta 2—300 m mindestens mächtig (eine Hangendgrenze ist an beiden Bergen nicht erhalten!), sinkt er vom letzterwähnten Berge gegen O, auf $\frac{1}{2}$ km Distanz, bis auf 30—40 m. Diese geringe Mächtigkeit behält er weiterhin, in der Gegend Forcella del Negher—Forcella di Franzei, auf größere Erstreckung bei — ähnlich wie N der Fedajasenke.

Das Merkwürdige an diesen Mächtigkeitsschwankungen ist, daß sie sich, soweit Beobachtungen möglich sind, nur durch An- und Abschwellen vollziehen, ganz ohne auskeilende Wechsellagerung. Was Mojsisovics als „Riffzungen" mit dem „Marmolatariff" in Verbindung gebracht hat, hat sich teils als tektonische Repetitionen erwiesen (vergl. später, p. 65f.), teils gehört es in ein stratigraphisch höheres Niveau (s. unten, p. 29f.). Die Abwesenheit abweichender heteropischer Faziesbildungen im Inneren der Marmolatamasse hat bereits Salomon festgestellt — was Mojsisovics als solche deuten wollte, erkannte jener als Werfener Schichten.

Indessen erleidet diese letztgenannte Regel eine sehr merkwürdige Einschränkung durch einen während des Krieges neu geschaffenen Aufschluß am Eingange von Val Ombretta. Steigt man von der Malga Ciapela zu diesem Hochtal empor, auf dem neuen, in die vom Monte Fop herabziehende Felswand gesprengten Weg, so beobachtet man, nicht lange nachdem man die Buchensteiner Knollenkalke überschritten hat, im Marmolatakalk eine Reihe von konglomeratischen Lagen (vgl. Profil, Fig. 11 auf p. 64; dort sind schematisch des Maßstabes halber nur drei solche Lagen gezeichnet, tatsächlich sind es vier!). Sie fallen auf durch ihre rote Farbe, die durch das eisenschüssige Bindemittel bedingt ist. Es umschließt gerundete Brocken von teilweise rötlichem Kalk (Marmolatakalk durch infiltriertes Fe_2O_3 gefärbt!); und ganz spärlich entdeckt man daneben einzelne Stücke von meist stark zersetztem, grünem Porphyrit. Von solchem ist wohl auch der Eisengehalt des Bindemittels herzuleiten. Jede dieser Lagen ist ca. 1 m mächtig; alle fallen konkordant mit dem einschließenden Kalk (der zwar im Aufschluß selbst keine Schichtung zeigt,

wohl aber an den jäh einschießenden Platten der Nordseite des Monte Fop steil gegen N fallende. Das zeigt, daß wir es hier nicht etwa mit Gängen von Explosivtuff zu tun haben, sondern mit stratigraphischen Einlagerungen; und zwar befinden sich diese noch in den tiefsten Teilen des Marmolatakalks.

Aus welcher Richtung diese Tuffeinschwemmungen abzuleiten sind, entzieht sich der Beobachtung; doch legt es die auch hier starke Mächtigkeitsabnahme des Marmolatakalks gegen NO wohl am nächsten, einen Zusammenhang der ersteren nach ebendorthin anzunehmen.

Die Marmolatamasse hat also nach dem Gesagten, um das noch einmal kurz zu wiederholen, die Gestalt einer riesigen Linse an der Basis der Tuffe — sie liegt ganz unter denselben, Verzahnung mit ihnen fehlt, abgesehen von der zuletzt erwähnten Stelle, gänzlich. Wenn man ganz unvoreingenommen diese Lagerungsverhältnisse betrachtet, so liegt demnach die Auffassung sehr nahe, daß der Marmolatakalk als Ganzes älter sei als die Tuffe. Diese Auffassung berührt sich nicht nur mit der Richthofen'schen, der zufolge der ganze Marmolatakalk „Mendola-Dolomit" wäre[1] — was sich ja freilich längst als unhaltbar erwiesen hat, sondern mehr noch mit der Kittl'schen, wonach der Marmolatakalk mit den Buchensteiner Schichten zu einer engeren Einheit verknüpft wäre. Kittl ist zu dieser Ansicht rein auf Grund paläontologischer Vergleiche, ohne jegliche Studien im Gelände, gelangt; und er stellt die Frage, ob die Lagerungsverhältnisse mit seiner konstruierten Gliederung in Übereinstimmung seien[2]. Das ist nach dem hier Vorgebrachten nun tatsächlich in weitem Umfange der Fall. Freilich wird Kittl's paläontologische Beweisführung von Salomon[3] entschieden und mit — wenigstens für uns paläontologische Nichtspezialisten — einleuchtenden Gründen bekämpft. Wir wollen denn auch nicht ohne weiteres die angedeutete Auffassung zu der unseren machen, wohl aber an dem geschilderten geometrischen Bilde festhalten.

Dabei ist aber noch auf eine Tatsache hinzuweisen, die dafür sprechen könnte, daß dies geometrische Bild wirklich in vollem Umfange den tatsächlichen Altersverhältnissen entspricht. Es wurde bereits erwähnt, daß am SO-Fuß des Pizzo Sorauta der Marmolatakalk von konkordanten Tuff-Kalkbreccien bedeckt wird (p. 12) — ganz ebenso wie etwa in der Belvederekette. Der Unter-

[1] F. v. Richthofen, a. a. O. p. 242.

[2] E. Kittl, a. a. O. 1894. p. 182.

[3] Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 202 f.

schied ist nun der, daß in der letzteren die Mächtigkeit des Marmolatakalkes zumeist nicht groß ist (jedenfalls unter 100 m), wogegen sie an dem genannten Orte, nach Ausweis des östlich benachbarten Pizzo Guda, wohl mindestens mit 200—300 m zu veranschlagen ist. Ja, Spuren von Tuff-Kalkbreccien finden sich vielleicht auch noch im Gebiet des Ombrettapasses, im Gebiet der größten Kalkmächtigkeit, an der Basis der Tuffkonglomerate (vgl. p. 17). Wenn also die Tuffkalkbreccien (wenigstens ungefähr) einheitlichen Alters sind[1] — und es ist uns kein Explosivdurchbruch bekannt, der höher als in tiefladinisches Niveau hinaufreichte —, dann ergibt sich mit Notwendigkeit, daß zur selben Zeit, da in der Belvederekette die geringe Mächtigkeit an Marmolatakalk abgelagert war, derselbe im S schon seine vollständige erreicht hatte — daß mithin der Marmolatakalk seinem ganzen Umfange nach älter ist als die Tuffdurchbrüche, mit denen die vulkanische Serie beginnt, und mithin älter als die Tuffe überhaupt; von einer irgendwie versteckten Anlagerung derselben an den Marmolatakalk könnte alsdann nicht die Rede sein. Freilich stünde man vor der Schwierigkeit, daß im strengen Sinn altersgleiche Äquivalente dieses letzteren in dem Gebiete nördlich seines Auskeilens überhaupt nicht vorhanden wären.

Wir wollen uns hier nur darauf beschränken, diese Fragen zu stellen, und hoffen, daß weitere Studien im und um das Marmolatagebiet mit der Zeit eine Lösung bringen werden[2].

---

[1] Es kann allerdings nicht bewiesen werden, daß dies für die kalkbrockenführenden Tuffe des Ombrettapasses zutrifft; man muß demnach wohl auch mit der Möglichkeit rechnen (von Dr. J. Pia gelegentlich einer Diskussion angedeutet), daß es sich hier um die Spuren einer Transgression eines relativ höheren Tuffniveaus über den Marmolatakalk handeln könnte. Mit einem solchen Vorgang könnte man etwa auch die reichlich eingestreuten Kalkblöcke in höheren Lagen der Tuffkonglomerate am Monte Padon (vgl. unsere Mitteilung a. a. O. 1924) in Zusammenhang bringen.

[2] Man könnte eine solche darin finden wollen, daß Horn (Über die ladinischen Knollenkalktuffe der Südalpen; Diss. Königsberg 1914) und Tornquist (Die „Buchensteiner Schichten". Centralbl. f. Min. 1916. p. 130) die Buchensteiner Schichten unseres Gebietes von den sonstigen tiefladinischen Knollenkalken (*Reitzi*-Horizont) der Südalpen trennen und zur anisischen Stufe stellen; den Marmolatakalk selbst betrachtet Tornquist als Äquivalent des *Reitzi*-Horizontes, auf Grund von Angaben Kittl's. Dazu ist jedoch zu bemerken: der petrographische Charakter der Buchensteiner Schichten in unserem Gebiet

Ganz anders als die Marmolatamasse verhält sich zu den umgebenden Tuffen (und Mergeln etc.) die Langkofel-Sellamasse. Zeigt die erstere den Typus der defensiven Faziesböschung — der stetigen Verengerung des Querschnitts gegen oben, gegenüber den übergreifenden Tuffen, so breitet sich die Langkofel-Sellamasse gegen oben immer mehr über diese aus: sie zeigt aggressive Faziesböschung. Dies wird freilich erst außerhalb unseres engeren Gebietes deutlich, in der Langkofelgruppe.

Auf der Nordseite des Langkofels liegen die Verhältnisse ganz ähnlich wie an der Marmolata[1], insofern als der Schlerndolomit teilweise unmittelbar aus dem Sarldolomit hervorgeht, unter Auskeilen der Buchensteiner Schichten, und zu enormer Mächtigkeit in die Höhe wächst; auf der Südseite der Langkofelgruppe dagegen, unter der Grohmannspitze, sind im Liegenden desselben Schlerndolomits bereits Cassianer Fossilien gefunden worden[2] — und daß dies das normale stratigraphische Liegende ist, beweisen die längs der Südseite der Langkofelgruppe vielfach zu beobachtenden Faziesverzahnungen. Der Schlerndolomit hat hier also gegen S auf viel jüngere Schichten übergegriffen, als sie wenigstens weiter N sein Liegendes bilden. Und längs der Ostseite der Gruppe läßt sich dies Übergreifen schrittweise — zwar nicht glänzend, aber immerhin in einzelnen Bruchstücken aufgeschlossen — direkt verfolgen: N der „Steinernen Stadt" am Sellajo e sieht man die Tuffschichten, wechsellagernd mit fossilreichen braunen Kalkbänken (wie sie sich in der Nachbarschaft der Dolomitgrenze fast stets einstellen: „Cipitkalke" Richthofen's und Mojsisovics) auf den sich nordwärts senkenden Schlerndolomit z streichen, der sie abschneidet. Es liegt kein Anlaß vor, dies Verhältnis anders als stratigraphisch zu deuten; für die Annahme einer größeren Verwerfung längs dem Fuße der Dolomitwände existiert hier nicht der leiseste Anhaltspunkt.

Ebensowenig scheint uns ein solcher vorzuliegen, um überhaupt zwischen Langkofel- und Sellagruppe eine bedeutendere Bruchlinie zu konstruieren (kleinere, wie sie die spröden Dolomitklötze überall durchziehen, sind sicher dagewesen; vgl. später p. 72). Denn die Senkung der Dolomit-Untergrenze über das Sellajoch hinweg ist nicht so beträchtlich, daß sie sich nicht auch auf mehr stetigem Wege vollzogen haben könnte; und das Gleiche gilt natürlich auch für die Auflagerungsfläche der Raibler Schichten. Jedenfalls aber liegt der Schlerndolomit der Sellagruppe ebenfalls primär auf Cassianer Schichten auf, mit stratigraphischer Verzahnung; diese ist sowohl in kleinem Maßstab vielfach, z. B. in der Gegend der Sellatürme zu beobachten, als auch in größerem an der

---

ist vielfach ein so typischer (Pietra verde!), daß man ihn wohl als kräftiges Gegenargument gegen die Horn-Tornquist'sche Auffassung gebrauchen darf — in Ermangelung von Fossilien, die ja im Buchenstein selbst fast ganz fehlen.

[1] Salomon, Adamello, a. a. O. p. 420.

[2] M. Ogilvie, a. a. O. 1903.

seit Mojsisovics berühmten Mergeleinlagerung des „Grünen Flecks". Von einer tektonischen Deutung dieser Lagerungsverhältnisse kann nicht die Rede sein; dafür fehlen die durchaus erforderlichen mechanischen Begleiterscheinungen.

In unser engeres Untersuchungsgebiet reicht die Langkofel-Sellamasse nur mit ihrem letzten von der Erosion verschonten S-Ausläufer herein: dem Sasso Beccie. Dieser liegt südlich auf den Cassianer Schichten des Pordoijochs, geradeso wie nördlich die Dolomitwände der Sellagruppe über ihnen aufragen; an dem ursprünglichen Zusammenhang beider ist nicht zu zweifeln, wenn auch eine kleine tektonische Komplikation dessen Erkenntnis erschwert (vgl. später p. 33). M. Ogilvie hat ihn richtig erkannt, im Gegensatz zu Mojsisovics und Salomon, die eine Verbindung mit der Marmolata annahmen. Dem widerspricht indessen die Höhenlage des Sasso Beccie, der durch viele hundert Meter Tuffkonglomerate und Wengen-Cassianer Sedimente von der Marmolatamasse getrennt ist.

Faziesverzahnung mit den Cassianer Kalken des Liegenden ist am Sasso Beccie selbst nicht zu sehen, da die unmittelbare Auflagerung nirgends aufgeschlossen ist; wohl dagegen an der SW vorgelagerten Cima di Rossi. Ersteigt man diese von S, so trifft man knapp unter dem Gipfel (das ganze tiefere Gehänge besteht aus Sedimentärtuffen) ein Konglomerat aus dichtem, lichtrotem Kalk mit häufigen Echinodermenresten; er bildet meist unvollkommen gerundete Blöcke von ganz ungleicher Größe — die größten erreichen einige Meter Durchmesser! —, die eng aufeinandergepackt liegen und durch ein dunkelrotes, stark eisenschüssiges Bindemittel verkittet sind. An der Grenze gegen das liegende Tuffkonglomerat schaltet sich eine dünne Lage aus feinem Tuffmaterial, mit grauem Kalk gemengt, ein; gleiche Lagen wiederholen sich auch weiter aufwärts noch gelegentlich zwischen dem Kalkkonglomerat. Am westlichen Gipfel der Cima di Rossi sieht man dieses ganz allmählich übergehen in ganz typischen massigen, zuckerkörnigen Schlerndolomit; er enthält stellenweise sehr reichlich unregelmäßig eckige Fetzen von feinsandig-eisenschüssigem Material, wie sie auch an anderen Stellen des Übergangs von Schlerndolomit zu Cassianer Schichten vielfach (z. B. Grödnerjoch, Langkofeleck Ostfuß u. a.) vorkommen. Am Ostgipfel aber liegen auf dem Dolomit typische Cassianer Kalke, hellgrau und dünngeschichtet, in Mächtigkeit von einigen Metern; sie fallen östlich ein unter grüne Tuffsand-

steine, die ihrerseits wieder die Cassianer Kalke vom Punkt 2426, südlich des Sasso Beccie, tragen. Die erstgenannten Kalke aber (von der Cima di Rossi) ziehen, auf dem Südabhang schon von weitem sichtbar, von Tuff unter- wie überlagert, mit abnehmender Mächtigkeit zur Cresta de Col de Cuc, wo bis nahe zum Gipfel Cipitkalke, typische Cassianer Kalke und feine (sedimentäre!) Kalk-Tuffbreccien mit Crinoidensplittern anstehen.

An der Cima di Rossi besteht also eine Verzahnung von Schlerndolomit mit Cassianer Kalken, dieser mit Tuffsedimenten — eine Verzahnung zweifellos primär stratigraphischer Natur; denn von einer Schubfläche zwischen diesen Gesteinen fehlt auch jede Spur.

Ganz ähnliche Blockschichten wie an der Cima di Rossi finden sich an den Crepe di Ros (S vom Monte Padon); sie bilden dort eine steile, vermöge ihrer auffällig roten Farbe weithin leuchtende Felswand. Mojsisovics bildet sie ab[1]. Das Gestein ist etwas verschieden von dem des vorerwähnten Punktes: der Kalk mehr grau, z. T. ziemlich stark kristallin, bildet mächtige Blöcke in rotem eisenschüssigen Mergel. Die Gesamtmächtigkeit dieser Bildung beträgt (im S) 30—40 m; gegen N gabelt sie sich, der obere Ast keilt rasch aus zwischen den hangenden und liegenden Tuffen (typische Wengener Schichten, die Mojsisovics hier verzeichnet, sind anscheinend nicht vorhanden!); der untere zieht mit abnehmender Mächtigkeit fort, bis über den vom Monte Padon S herabkommenden Bach (hier Untergrenze gegen Tuffkonglomerat sehr schön aufgeschlossen!).

Eine von der Marmolatamasse ausgehende „Riffzunge" liegt auch in diesem Kalkkonglomerat nicht vor; dazu liegt es zu hoch über der ersteren, zumal ja deren Obergrenze hier an der Punta Sorauta erhalten ist, wie wir oben sahen (vgl. p. 24). Eher dürfte eine Beziehung zur Langkofel-Sellamasse bestehen; möglicherweise handelt es sich sogar um eine horizontbeständige Fortsetzung der Blockschichten und Cassianer Kalke der Cima di Rossi.

Die Herleitung des Materials dieser Kalkkonglomerate macht bedeutende Schwierigkeiten. Im ganzen sind sie an die Nachbarschaft der Dolomitmassen gebunden; aber von deren Gestein ist das der Konglomerate zu sehr verschieden, als daß diese einfach als Schutt von dorther aufgefaßt werden könnten — wie das ja für die verschiedenen „Riffsteine" Mojsisovics' schon öfters gezeigt worden ist. Die Annahme aber, daß unsere Blockschichten — ebenso wie das von den Cipitkalken anzunehmen — in der Umgebung der „Riffe" in situ gewachsene organogene Sedimente seien.

[1] Mojsisovics, Dolomitriffe, Tafel bei p. 358 („Blick vom Fedajapaß gegen Osten").

erklärt nicht die Konglomeratstruktur, und diese ist hier ebenso wie anderwärts nur als Ergebnis der Ablagerung von Blöcken aufzufassen. Besonders beweisend hierfür sind Stellen, wo man die Kalkblöcke mit solchen von vulkanischem Material gemengt sieht, was zwar nicht bei den hier beschriebenen Vorkommnissen des Marmolatagebiets, wohl aber bei dem sonst ganz analogen an der Ostseite der Roßzähne der Fall ist.

Handelt es sich also in unseren Ablagerungen etwa um „riffnahe" Ablagerungen, die bei gelegentlichen Senkungen des Meeresspiegels in den Brandungsbereich gelangten und aufgearbeitet wurden? Aber warum fehlen dann die Spuren gleichartiger Vorgänge an den Dolomitmassen selbst? Oder wurden die Kalkblöcke von einem andern, bisher unbekannten Ausgangsgebiet hertransportiert? Aber wie kommt dann ihre räumliche Verknüpfung mit den Rändern der Dolomitmassen zustande? Und wie der Aufbau von Konglomeratschichten, wie den oben betrachteten, aus petrographisch einheitlichem Material? Weit können übrigens die z. T. riesigen Kalkblöcke nicht hertransportiert sein. Oder sollte etwa in diesem Falle doch noch die alte Rifftheorie recht behalten und die lithologische Verschiedenheit, trotz allem, was dagegen geltend gemacht werden kann, nur auf verschiedene diagenetische Umwandlung von „Riff" und „Rifftrümmern" zurückzuführen sein?

Hier können diese Fragen nur angedeutet werden; die Zukunft wird wohl eine Entscheidung bringen.

Wie man sich nach dem Gesagten die faziellen Beziehungen zwischen Marmolatakalk und Schlerndolomit, Tuffen und Wengen-Cassianer Mergeln und Kalken vorzustellen hat, möge das beistehende Schema (Fig. 7) veranschaulichen; demselben liegen vor allem die Aufschlüsse im Marmolata-Sella- (bzw. Langkofel-) Gebiet zugrunde. Nach dem Vorausgegangenen dürften weitere Erläuterungen dazu nicht mehr erforderlich sein.

Frägt man nun nach den Ursachen, die dem schroffen Faziswechsel in der ladinischen Stufe zugrunde liegen, so können wir uns ganz der Ansicht Salomon's anschließen, daß in allererster Linie die vulkanische Tätigkeit dafür verantwortlich zu machen ist[1]. Sie führte zur Erstickung eines Teils der früh-

[1] W. Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 46. Vgl. auch das Sammelreferat von Klebelsberg, a. a. O.

ladinischen Algenrasen (Marmolatamasse!), während andere Teile von der Zufuhr vulkanischen Trümmermaterials nicht in Mitleidenschaft gezogen wurden und in die Höhe wachsen konnten (Langkofel!) — ungefähr in gleichem Tempo wie die Tuffsedimente; es ist nicht notwendig, daß während der Ablagerung ein wesentlicher Höhenunterschied zwischen beiden bestanden hat, sofern man nicht annehmen will, daß gerade eine größere Höhenlage eines Teils der Algenrasen sie vor der Zuschüttung mit vulkanischem Detritus bewahrt hat. Gegen Ende der ladinischen Zeit, als die vulkanische Tätigkeit aufgehört hatte, die aufgeschütteten Vulkan-

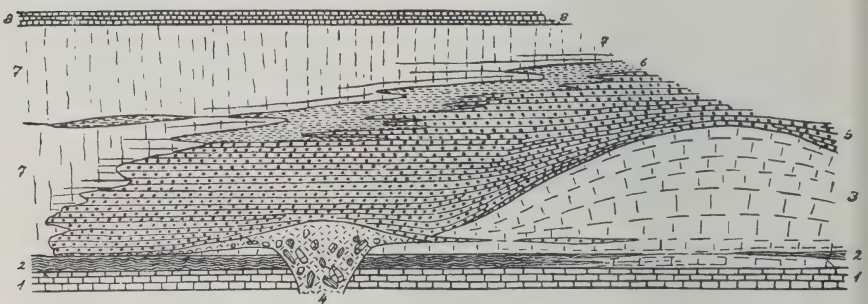


Fig. 7. Faziesschema der Mitteltrias im Marmolatagebiet.

6. Raibler Schichten,
7. Schlerndolomit,
8. Wengen-Cassianer Mergel u. Kalke,
5. Tuffkonglomerate und -Sandsteine,
4. Explosivtuffe mit Schollen älterer Triasgesteine,
3. Marmolatakalk,
2. Buchensteiner Schichten,
1. Sarldolomit.

berge bis zum Meeresniveau abgetragen und wohl durch geosynklinale Einsenkung unter dieses versunken waren, hörte die Zufuhr von Vulkandetritus auf — die Folge war ein weites Übergreifen des Algensediments, das so die z. B. für die Langkofel-Sellamasse charakteristische Pilzform annahm. Hätte es zu ladinischer Zeit keine vulkanische Tätigkeit gegeben, so gäbe es auch keine „Dolomitriffe" — das Algensediment hätte dann genau die gleiche Form einer weitgedehnten gleichförmigen Platte angenommen, wie das in den Nordalpen, im Wettersteinkalk tatsächlich auf weite Strecken geschehen ist — ebenso im Dolomitengebiet selbst zur anisischen Zeit.

V. Tektonische Einzelbeschreibung.

(Vgl. hiezu die tektonische Skizze, Fig. 13, auf p. 74.)

1. Die Pordoisynklinale.

Die mächtige Schlerndolomitmasse der Sellagruppe liegt normal, sozusagen horizontal über den Wengener Mergeln (bzw. den nach oben aus ihnen hervorgehenden Cassianer Kalken), welche den Unterbau dieser riesigen Felsburg zusammensetzen. Auf der Buchensteiner Seite freilich fanden wir die Grenze nirgends unmittelbar aufgeschlossen; doch lassen die Aufschlüsse an anderen Teilen des Sella-Randes (Sellatürme, Pordoijoch u. a.) keinen Zweifel an der im ganzen ungestörten, konkordanten Auflagerung des Schlerndolomits, die höchstens durch selbständige interne Faltung der leicht deformierbaren Wengener Mergel etwas beeinträchtigt werden kann.

Auf der Ostseite des Sasso Beccie keilen die letztgenannten gegen S rasch aus zwischen Tuff im Liegenden, Cassianer Kalk im Hangenden, der sich gegen S mit dem Tuff verzahnt (vgl. oben p. 29 f.). Die Auflagerung des Schlerndolomits ist auf der Ostseite des Sasso Beccie von Schutt verhüllt; dagegen sind seine tektonischen Beziehungen am Pordoijoch selbst klar erkennbar. Die Kehren der Straße schneiden dort wiederholt ganz flach S-fallende Cassianer Kalke an. Gegen N beobachtet man sie mit ungefähr gleichem Fallen am Gehänge aufwärts bis hart unter den Schlerndolomit des Sasso Pordoi. Ebenso lassen sie sich gegen S verfolgen bis hart an den Dolomit des Sasso Beccie; und wo der Kontakt fast unmittelbar aufgeschlossen: ca. 80 m W der Paßhöhe, wo die Straße bis dicht an den Dolomit heranführt, da sieht man diesen die Cassianer Kalke überlagern mit steilem S-Fallen. Dieses macht freilich sehr bald der nördlichen Neigung von ca. 30—40° Platz, die den Sasso Beccie im wesentlichen beherrscht. Dieser wird damit zum Kern, die flach S-fallenden Cassianer Schichten des Pordoijochs zum Nordflügel einer nicht sehr tiefen Synklinale, die wir als Pordoisynklinale bezeichnen (Prof. VII, Taf. I). Damit ist die tiefe Lage des Schlerndolomits am Sasso Beccie gegenüber der Sellagruppe vollkommen erklärt; eine steil N-fallende Schuppungsfläche zwischen beiden, wie sie M. Ogilvie zeichnet[1],

[1] M. Ogilvie, Monzoni and Fassa, a. a. O.; Thrust-masses, a. a. O. (Taf. XI). — Auch von dem Vorhandensein einer südschauenden Falte im Schlerndolomit des Sasso Beccie konnten wir uns keineswegs überzeugen.

braucht man dafür nicht anzunehmen. Zu sehen ist von einer solchen auch nicht eine Andeutung.

Weiter gegen O muß der Synklinalkern in den Wengener Mergeln verlaufen, welche zunächst auf beiden Talseiten anstehen. Der Graben, der etwas westlich der Cima Crode Larice herabzieht, zeigt ihre Wechsellagerung mit den unterlagernden Tuffsandsteinen und -Konglomeraten. Diese bilden, von der Übergangsstelle der Straße auf die südliche Talseite abwärts, das Südgehänge; ihr z. T. steiles Nordfallen weist sie in den Südflügel der Mulde. Deren Umbiegung ist innerhalb der stark gefalteten Wengener Schichten des nördlichen Gehänges zu suchen.

Unterhalb Arabba treten wir in das Gebiet der Explosivtuffe ein. An der Campolungostraße stehen zu unterst noch Tuffsandsteine mit Pflanzenresten an, während nördlich darüber bereits die ersteren auf große Erstreckung zutage treten. Dies Verhalten zwingt zur Annahme eines kleinen Bruchs bzw. einer Schuppungsfläche zwischen beiden — ohne daß wir jedoch Ort und Verlauf derselben näher angeben können. Den ganzen Südabhang des Cherz in seinen tieferen Teilen bilden sodann die Explosivtuffe mit ihren riesigen Einschlüssen von älteren Triassedimenten (vgl. p. 10). An dem vielfach schlecht aufgeschlossenen, stark bewaldeten und verrutschten Gehänge können diese zunächst manchmal wohl anstehende Züge solcher Gesteine vortäuschen. Sieht man dann aber so vorzügliche Aufschlüsse wie den p. 10 abgebildeten, und betrachtet man die gleiche regellose Lagerung, den gleichfalls überall zwischen den Sedimenten hervorkommenden Tuff auch an jenem tieferen Gehänge, so überzeugt man sich leicht, daß es sich auch hier nur um Riesenschollen handeln kann, die im Tuff schwimmen, nicht aber um zusammenhängende Züge von „Mendoladolomit" und Werfener Schichten, wie sie M. Ogilvie[1] hier zeichnet. Damit werden auch die großen Schubflächen gegenstandslos, welche dieselbe Verfasserin durch den Cherz gezogen hat.

Erst in der Gegend von Ruaz erreichen wir wieder ältere Triasschichten, die vom Crap de Pestort auf die Nordseite des Tals herüberstreichen. Sie zeigen mehr oder minder steiles NW- bis NNW-Fallen bis zu senkrechter Aufrichtung und sind in mehrere steile Falten bzw. Schuppen gelegt (Prof. I, Taf. I). Die besten Auf-

[1] M. Ogilvie, a. a. O. (vgl. Zitat auf p. 11).

schlüsse darin bietet die Selvazzaschlucht, die dreimal Werfener Schichten durchschneidet, jeweils durch höhere Schichtglieder voneinander getrennt. Von hier gegen N folgt mit abnehmendem Einfallen die normale Schichtfolge bis zu den Tuffen, die in riesiger Mächtigkeit das Gebiet des Incisapasses aufbauen.

Die genannten Schichten setzen den Südflügel der Pordoisynklinale gegen O fort; der Zusammenhang längs der Nordseite der Belvederekette soll im nächsten Abschnitt besprochen werden. Die erwähnten tektonischen Wiederholungen sind als untergeordnete Schuppungen dieses Muldenschenkels aufzufassen. — Die Muldenbiegung muß von Arabba gegen NO in dem einförmigen und vielfach in sich gefalteten Wengener Mergelgebiet gegen Corvara zu suchen sein — sofern sie dort überhaupt noch vorhanden ist und nicht durch eine nördlichere Synklinale ersetzt wird bzw. mit einer solchen verschmilzt.

2. Der Belvederesattel.

Südlich schließt an die Pordoisynklinale der korrespondierende Sattel, welcher im wesentlichen die Belvederekette zusammensetzt; er sei daher als Belvederesattel bezeichnet. Die höchsten Gipfel dieser Kette: Mesola, Belvedere (P. 2650 der A.V.-Karte), ebenso Le Forfes gehören seinem Scheitel an; für diesen ist in dieser Gegend horizontale Schichtlage auf verhältnismäßig bedeutende Breite charakteristisch (vgl. Prof. IV auf Taf. I). Weiter westlich liegt der Scheitel südlich der Kammhöhe. Das Fassatal erreicht er anscheinend in dem kleinen flachen Gewölbe, aus Werfener Schichten und Sarldolomit, gegenüber von Alba (Prof. VIII, Taf. I).

Dem Nordschenkel des Belvederesattels (der zugleich Südschenkel der Pordoisynklinale ist) gehören die westlichen Gipfel der Kette an: Cima di Rosso, Cresta de Col de Cuc, Sasso di Capello. An den beiden erstgenannten Bergen zeigt er gleichmäßig flaches Einfallen (20—25°) gegen N. Von ähnlichem Betrag ist dasselbe auch am Gipfel des Sasso di Capello. In den Nordabstürzen dieses Berges aber sieht man die Tuffkonglomerate zu steilem (60—65°) N-Fallen herabbiegen (Prof. VI, Taf. I). Darin kommt zum Ausdruck, daß sich hier gegen O der Belvederesattel gegenüber der Pordoisynklinale stärker heraushebt. — Auf der Cresta de Col de Cuc und weiter westlich sind über den Tuffen (bzw. in sie eingeschaltet) Cassianer Schichten erhalten (vgl. p. 29f.), während sie

auf den höheren Gipfeln weiter östlich durchwegs fehlen. Salomon glaubte zur Erklärung dieser Tatsache eine Reihe von Querbrüchen mit Senkung des jeweils westlichen Flügels annehmen zu müssen[1]. Das ist überflüssig: auf der Westseite der Cresta de Col de Cuc ist die Neigung der Schichten lokal mehr gegen NW gerichtet; die dem Grat aufliegenden Cassianer Kalke streichen also gegen NO in den (abgewitterten!) Nordschenkel des Sattels hinaus. Wenn hier überhaupt Verwerfungen zwischen den einzelnen Gipfeln existieren (was möglich, aber nicht nachzuweisen ist), so ist ihre Sprunghöhe jedenfalls ganz unbedeutend.

Wenden wir uns wieder dem Nordschenkel des Gewölbes zu! Leider verhüllt vom Sasso di Capello gegen O die breite Schuttmasse der Val Mesola auf über $\frac{1}{2}$ km Breite alle Aufschlüsse. Und auf ihrer Ostseite hat sich die Sachlage erheblich geändert

Dort bietet der Forfes-Nordgrat gute Aufschlüsse (Profil IV, Taf. I). Unter dem 1. horizontalen Tuffkonglomerat der Gipfeltürme liegt

2. heller Explosivtuff mit eingeschlossenen großen Kalkschollen; darunter konkordant

3. heller Kalk — kann seiner Lagerung nach kaum etwas anderes als Marmolatakalk sein. Darunter eine kleine Einsattelung, auf der

4. jener schon früher kurz erwähnte Tuffgang ansteht, mit einer Scholle von Werfener Schichten. Er durchbricht

5. Buchensteiner (vorwiegend Knollenkalke), die nun weiter abwärts längs dem Grat in ansehnlicher Mächtigkeit (40—50 m) anstehen; darin zwei je ca. 2 m mächtige Einlagerungen von grünem Tuffsandstein. Darunter

6. heller stark zertrümmerter Dolomit, ca. 15 m; unterlagert von

7. dunklen Buchensteiner Bänderkalken, ca. 3—4 m,

8. heller massiger Dolomit bzw. Kalk, ca. 20—25 m; mit ihm schließt das Profil ab, bei ca. 2050 m; weiter abwärts Schuttbedeckung.

Die Deutung dieses Profils unterliegt, was die Glieder 1—5 betrifft, keinem Zweifel: es ist die normale Schichtreihe bis zu den Buchensteiner Schichten abwärts — dem Kern des Belvederesattels angehörig, wie die flache Lagerung zeigt. Die tieferen Glieder sind wohl am ehesten zu deuten als Sarldolomit 6. und 8., in welchem noch ein kleiner Keil von Buchensteiner Schichten 7. synklinal eingeschuppt ist: das wäre eine Detailkomplikation in den tieferen Schichten des Nordschenkels des Sattels. Die Fortsetzung derselben gegen W ist zu suchen unter der erwähnten steilen Tuffwölbung am Sasso di Capello: die höheren Schichten — eben die Tuffkonglomerate — machen eben die Spezialfalten der tieferen Trias nicht mit.

Die Verfolgung der Schichten vom Forfes-Nordgrat gegen O ist wiederum wegen Schuttbedeckung nur mangelhaft möglich. Das nächste zusammenhängend aufgeschlossene Profil (III, Taf. I) findet sich erst am Col Vescovo,

[1] Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 21. 72.

im Hintergrunde des von Arabba gegen S emporziehenden Tales. Beim Aufstieg durch dasselbe treffen wir zunächst N—NW einfallende Tuffkonglomerate; als ihr Liegendes folgen Explosivtuffe mit großen Schollen von Buchensteiner Knollenkalk. Leider bleiben ihre Beziehungen zu den Sedimenten des Col Vescovo verhüllt. Diese beginnen, in dem von SO herabkommenden Bach, mit äußerst heftig in sich gefalteten Buchensteiner Knollenkalken, mit Pietra verde; die Umbiegungen der Falten streichen 60—75° O. Darauf liegt, mit ausgeprägter Gleitfläche an der Basis, heller Kalk, auf etwa 10—15 m Mächtigkeit vollständig zertrümmert; dann folgt eine dünnbankige Partie, nur wenige Meter mächtig, die gegen oben mit scharfer (tektonischer!) Diskordanz am schichtungslosen Kalk abstößt. Dieser bildet, wohl 100 m mächtig, die Hauptmasse der unteren Wandstufe. Aber darüber, am Fuß der obersten hellen Felswand, sieht man schon von ferne nochmals ein dunkles Band: eine Wiederholung der Buchensteiner Schichten! Sie zeigen eine sehr deutliche liegende, gegen N geschlossene Faltenstirn. Darüber folgt nochmals der helle, z. T. gelb anwitternde, massige Kalk, welcher die Karschwelle von Soura Sass bildet und weiterhin ohne sichtbaren Kontakt unter die Tuffkonglomerate der Mesola hineinzieht. — Diese Aufschlüsse lassen wohl nur eine Deutung zu: es handelt sich um eine N-schauende, liegende Falte von Buchensteiner Schichten, umhüllt von Marmolatakalk, die auf die liegenden Buchensteiner Schichten aufgeschoben ist — eine lokale Komplikation im N-Schenkel des Belvederesattels. Würde man umgekehrt versuchen (was auf Grund des lithologischen Charakters ja auch möglich wäre) den hellen Kalk als Sarldolomit-Äquivalent, die oberen Buchensteiner als gegen S offene Synklinale zu deuten, so käme man in Widerspruch mit der allgemeinen Tektonik der Gegend — man müßte dann eine über die Sellagruppe herüberkommende Decke konstruieren.

Eine Verfolgung der Col Vescovo-Falte gegen O ist leider nicht möglich; die breite Moränenlandschaft des Plan de Pescoi verhindert sie. Und nördlich von dieser bilden Explosivstoffe den Pizatsc und die Pala Meriang; sie lassen, wie fast immer, keine Tektonik erkennen. Jenseits derselben aber treffen wir bei La Roa auf die Selvazzaschuppen (vgl. p. 34f.); und es scheint mir in hohem Grade wahrscheinlich, daß die Falten am Col Vescovo und am Forfes-Nordgrat wenn nicht die direkte Fortsetzung, so doch ein Äquivalent von jenen darstellen.

In der Val Pestort liegt sozusagen der ganze Nordschenkel des Belvederesattels in jenen Explosivtuffen. Sie stoßen gegen S mit steiler Grenze (vgl. p. 16) an eine Schichtfolge aus älteren Triasgliedern: stark in sich gefaltete Werfener liegen im Talgrund, darüber eine hufeisenförmige Steilwand aus Sarldolomit. Sie ist der Rand einer ganz sanft nordwärts geneigten Platte dieses Gesteins, die südlich eine kleine verkarstete Hochfläche bildet (Ciamp Debedill); darauf legen sich ganz normal die Buchensteiner Schichten mit einigen untergeordneten Falten, deren Achsen O—W streichen. Am Col Toron tragen sie eine Kappe von Tuffsandstein. Das kleine, südlich an diesen Hügel

anschließende, zerklüftete Kalkplateau mit seinem steilen Ostabbruch aber besteht aus Marmolatakalk; die Tuffsandsteine sieht man darunter gegen S auskeilen, und die Buchensteiner Schichten werden mindestens sehr reduziert, denn beim Südende des erwähnten Steilabbruches liegt der Sarldolomit nur wenig tiefer auf der Ostseite. Gegen S taucht alles unter die mächtigen Tuffkonglomerate, die an der Mesolina und dem Monte Padon bereits südlich einfallen. Der Scheitel des Belvederesattels liegt also nördlich davon, in der breiten Zone flacher Lagerung am Col Toron und Ciamp Debedill (Profil II, Taf. I).

3. Mulde und Sattel von Ornella.

(Vgl. Prof. I, Tafel I.)

Gehen wir von dem eben besprochenen Profil des Col Toron nach O, so finden wir zunächst auf der Ost- und SO-Seite dieses Hügels den Sarldolomit wieder in Gestalt einer ausgedehnten Platte, mit Karrenbildungen und Versickerungstrichtern. Sie bricht in einer großen bogenförmigen Steilwand ab gegen die obere Val Ornella, wo darunter Werfener Schichten in beträchtlicher Ausdehnung zutage treten. Allein nur 1 km talabwärts bricht sich der Bach aufs neue seinen Weg durch helle Dolomitfelsen: nochmals Sarldolomit! Eine genaue Betrachtung der hellen Dolomitwände auf beiden Talseiten zeigt den Zusammenhang: der Sarldolomit biegt nach N steil über die erwähnten Werfener Schichten herab. Nördlich folgen ihm, gleichfalls steil N-fallend, Buchensteiner Schichten bei der Einmündung von Val de Costa. Diese steilen Schichten bilden den Südflügel einer ansehnlichen Synklinale; in ihrem Kern liegt noch Marmolatakalk und Tuffe auf dem Gehänge N Val de Costa, und nördlich von diesen steigen die Buchensteiner, freilich schlecht aufgeschlossen an dem stark verwachsenen Gehänge, als Nordflügel wieder in die Höhe.

Von dieser Mulde von Ornella, wie wir sie nennen wollen, war $1\frac{1}{2}$ km weiter westlich, im Profil des Col Toron, noch nicht eine Spur zu sehen. Aber wenig östlich von diesem Profil kann man sie sozusagen entstehen sehen. Etwa 400 m nördlich vom Col Toron quert ein kleiner, jedenfalls schon selbst durch eine Gleitfläche vorgezeichneter Graben (Val de Pallua der Karte) das Plateau. Ostwärts hinab erweitert er sich zu einem beiderseits von Steilwänden aus Sarldolomit eingefaßten Wiesenhang; und auf diesem sind durch aus dem Krieg stammende Stellungsbauten mehrfach Buchensteiner Schichten aufgeschlossen, stark in sich gefältelt mit O—W-streichenden Umbiegungen. Ihre Begrenzung

gegen den beiderseits einschließenden Dolomit scheint z. T. durch kleine Brüche gebildet zu sein. Der Dolomit der südlichen Begrenzungswand aber läßt sich von hier ohne wesentliche Unterbrechung hinab verfolgen bis zur Mündung von Val de Costa, wo wir die Mulde von Ornella zuerst gequert haben. Wir dürfen also die oben erwähnten Buchensteiner mit dem Muldenkern in Verbindung bringen, wenn auch ihre Verfolgung ins Tal hinab durch Schutt- und Moränenbedeckung behindert ist. Der Dolomit der Nordseite von Val de Pallua aber bildet nur einen gegen O endigenden Keil in den Buchensteiner Schichten. Denn nördlich fallen solche wieder von ihm weg gegen N, mit zahlreichen O—W-streichenden Kleinfalten. Sie sind in Schützengräben trefflich aufgeschlossen, ebenso der sie bedeckende Tuffsandstein von Sora Freina.

Wir können also sagen: die Mulde von Ornella beginnt nördlich des Col Toron mit einer Zersplitterung des Scheitels des Belvederesattels und senkt sich von da mit auffallend steilem Axialgefälle — es ist auf etwa 30° zu schätzen — gegen O ein; bemerkenswert ist die starke innere Faltung der Buchensteiner Schichten.

Nördlich (bzw. westlich) von Ornella steigt die gesamte Schichtfolge: Buchensteiner, Sarldolomit, Werfener Schichten, als Nordschenkel der Mulde wieder steil in die Höhe. Am Rücken westlich Ornella beobachtet man wieder einen senkrecht in die Buchensteiner Schichten gespießten Keil von Sarldolomit, gut aufgeschlossen durch Stellungsbauten. — Diese Keile, hier und nördlich Val de Pallua, stellen eine Kompensation dar zu der starken Detailfältelung der gut faltbaren Buchensteiner Schichten: der spröde Sarldolomit konnte diese nicht mitmachen, er reagierte unstetig, unter Durchspießung des Hangenden.

Den Rücken, der vom Crap de Pestort östlich hinabzieht, bildet der Sattel von Ornella, den die gleichbenannte Mulde vom Belvederesattel nördlich abgliedert. An ihn schließen sich nördlich, als Komplikation in dem zur Buchensteiner Mulde absteigenden Nordschenkel, die mehrfach genannten Selvazzaschuppen (La Roa).

Auf der SO-Seite von Val Ornella sind dort, wo der Sarldolomit unter die darüber hinabbiegenden Buchensteiner Schichten des südlichen Muldenflügels verschwindet, die Aufschlüsse sehr mangelhaft; es scheinen dort die letzteren, wiederum stark in sich gefältelt, auf größere Erstreckung den Abhang zu bilden. Darüber zieht der Steilrand der Tuffkonglomerate vom Monte Padon herab. Solche bilden den ganzen, vom Rivo d'Agge durchschnittenen Rücken

zwischen Ornella und Davedino. Bei letzterem Orte (besonders am Wege N von dort) sieht man wieder Buchensteiner Schichten darunter hervortreten — auch hier stark gefältelt; doch steigen sie im ganzen nach S in die Höhe. Auch sie dürften noch in den Südschenkel der Mulde von Ornella bezw. den Nordschenkel des über den Monte Padon nach O weiterziehenden Belvederesattels gehören.

4. Die Fedajamulde.

Die Fedajasenke enthüllt schon dem oberflächlichen Beschauer einen gewaltigen Gegensatz zwischen den Bergen, welche sie im S, und jenen, die sie im N einrahmen: hier die finsteren, hoch hinauf begrünten Tuffberge — dort die hellen, klotzigen Kalkmassen des eigentlichen Marmolatastockes mit ihrer schimmernden Eisverkleidung. Und dieser Gegensatz verschärft sich noch, wenn der geologisch geschulte Blick einmal auf der Nordseite an vielen Stellen ältere Triasglieder erkennt, anderseits feststellt, daß die N-geneigten Platten des Marmolatakalkes der Südseite vielfach unter jene einzuschießen scheinen. Was lag also näher — nachdem nur einmal das Dogma von der tektonischen Ungestörtheit der Dolomiten gefallen — als die Konstruktion einer Überschiebung des nördlichen über das südliche Gebirge, wie sie Salomon (a. a. O. Fig. 11) gezeichnet hat.

Trotzdem ist diese Konstruktion nicht oder doch nur zum Teil richtig. Zunächst ist zu betonen, daß sich jener landschaftliche Gegensatz zum guten Teil aus der rapiden Mächtigkeitsabnahme des Marmolatakalks gegen N (vgl. p. 23f.) erklärt — welche ja Salomon sehr wohl ebenfalls in Rechnung gestellt hat. Und weiter ist daran zu erinnern (vgl. p. 14f.), daß die Werfener Schichten usw. nördlich Penia und in den östlich benachbarten Gräben nicht in normalem Schichtverband stehen, sondern als losgelöste Riesenschollen im Explosivtuff schwimmen. Freilich gilt dies nicht für alle Vorkommen älterer Trias der Fedaja-Nordseite — das geht schon aus dem oben mitgeteilten Profil (Fig. 5, p. 16) hervor: und das gleiche werden wir bald noch deutlicher sehen.

Zunächst sei im O begonnen, wo die Verhältnisse am einfachsten liegen. Wir sahen oben (p. 38), daß die Tuffkonglomerate des Monte Padon dem Südschenkel des Belvederesattels angehören: sie fallen von diesem weg mit mäßiger Neigung nach S. Umgekehrt sehen wir im S, am Monte Lavazei, Sass di Roi usw. die Tuffbänke allgemein nach N fallen. An den Crepe di Ros, die von dem p. 30

erwähnten, roten Kalkkonglomerat ihren Namen haben, treffen die entgegengesetzt geneigten Bänke zusammen; und hier finden wir sie durch eine schön sichtbare, flache Synklinalbiegung miteinander verbunden (vgl. Prof. I, Taf. I; übrigens ist sie auch auf der Photographie bei Mojsisovics, Dolomitriffe, Tafel bei p. 358 zu erkennen).

Diese nicht anzuzweifelnde Synklinale streicht westwärts über den Fedajapaß weiter. Wir nennen sie dementsprechend Fedajamulde.

Freilich ist zunächst der Zusammenhang der beiderseitigen Talseiten nicht sichtbar: Bergstürze, Moränen, Schutt- und Grasbedeckung verhüllen ihn. Man sieht nur die N-fallenden Platten des Marmolatakalks auf der Süd- und die S-geneigten Tuffbänke der Nordseite: Die Kalkeinlagerung der Crepe di Ros setzt zwischen den letzteren noch über den vom Monte Padon herabziehenden Graben, wo sie durch eine kleine Querverwerfung gegen W gesenkt wird; dann verschwindet sie unterm Schutt.

Westlich vom Lago di Fedaja tritt der Marmolatakalk auch auf die Nordseite über — zunächst freilich in einzelne große Schollen und Klötze aufgelöst zwischen den gangförmigen Verzweigungen eines großen stockförmigen Tuffdurchbruchs. Lagerung ist hier nicht zu erkennen. Dafür sieht man deutlich (besonders von W gegenüber, vom Aufstieg zum Bindelweg) an der südöstlichen Begrenzungsrippe des Val de Fedaja (des von der Mesola herabziehenden Seitentälchens!) die Kalkbänke bogenförmig von ganz flachem zu steilem Südfallen herabbiegen. Das ist um so bedeutsamer, als die konkordant auflagernden Tuffe hier, an der Mesola, bereits ganz söhlige Lagerung zeigen (Scheitel des Belvederegewölbes). Auch am Gehänge NO des zerstörten Fedajahauses der Alpenvereinssektion Bamberg ist, nicht weit über der Talsohle, noch ein Rest der Tuffbedeckung des Marmolatakalks erhalten — das letzte Überbleibsel der einstigen Muldenfüllung; er fällt steil S wie seine Unterlage. Die von Salomon[1] erwähnte Stelle, wo eine Aufschiebung von Marmolatakalk auf Tuff zu sehen sein soll, haben wir nicht finden können, freilich waren in dieser Gegend unsere Aufnahmsgänge stets durch Eile oder schlechtes Wetter beeinträchtigt. Vielleicht handelt es sich um eine lokale Komplikation im Nordflügel der Fedajamulde; vielleicht aber auch um einen Durchbruch von Explosivtuff.

[1] Marmolata, a. a. O. p. 69.

Wenig weiter westlich, in der Felsschwelle, die den Schuttboden des Fedajapasses westlich abschließt, sieht man noch ein letztes Mal den Zusammenhang von nördlichem und südlichem Muldenflügel unzerschnitten — freilich ohne daß in dem hier so gut wie nicht geschichteten Kalk eine deutliche Muldenbiegung zu sehen wäre; aus der Ferne glaubt man immerhin eine solche zu erkennen.

Hier besteht im nördlichen Muldenflügel eine Komplikation. Bereits Salomon[1] hat die Buchensteiner Schichten gefunden, die am Aufstieg zum Belvedere hervorkommen, wenig unter der Auflagerungsgrenze der Tuffe auf den Kalk, die von hier aus als fast ebene Fläche, mit sanfter Neigung gegen W, durch das Gehänge streicht, dasselbe in eine obere tuffige und eine untere kalkige Hälfte zerlegend. Er betrachtete jene als stratigraphisch eingelagert und folglich den liegenden Dolomit als „Mendoladolomit". Da jedoch dessen normale Mächtigkeit nur rund 100 m beträgt, etwas weiter westlich aber der kalkige Teil des Gehänges 600 m hoch ist, ist Salomon genötigt, durch diesen eine Überschiebung von „Mendoladolomit" über Marmolatakalk zu ziehen. Freilich gibt er selbst zu (a. a. O. p. 69), daß die beiden Schichtglieder „schwer unterscheidbar" seien. Eine noch größere Schwierigkeit aber liegt darin, daß auf jenem ganzen, größtenteils von steilwandigen Felspartien gebildeten Gehänge nirgends das Ausstreichen einer größeren Überschiebung kenntlich ist — die doch unbedingt in den Geländeformen zur Geltung kommen müßte.

Und tatsächlich bilden die fraglichen Buchensteiner Schichten auch nicht die regelmäßige stratigraphische Einlagerung in den Kalken, die Salomon a. a. O. zeichnet. Wohl sieht man sie, vom Bindelweg zum Fedajahaus absteigend, zuerst flach gelagert, und so ziehen sie auch am Gehänge gegen Val de Fedaja hinein. Aber folgen wir (im Abstieg) weiter dem Weg nach Fedaja, so treffen wir etwas tiefer die Knollenkalke mit steilem N-Fallen in den Wiesen, und S biegt darüber der Marmolatakalk steil in die Tiefe. Die Buchensteiner Schichten bilden den Untergrund einer ziemlich ausgedehnten, in die Kalkwände eingelagerten Rasenterrasse, mit ausgesprochener Neigung gegen W. Der schmale Steig, welcher über die ganze Länge dieser Terrasse entlang führt, bietet mehrfach gute Aufschlüsse. Sie lassen starke Detailfaltung der Buchensteiner Knollenkalke (untergeordnet auch schwarze Bänderkalke dazwischen) erkennen, mit 70—75° O streichenden Umbiegungen; wogegen die Platten, welche den hangenden Marmolatakalk unmittelbar unterlagern 30° O streichen und mit ca. 40° gegen WNW einfallen (SO unter P. 2293 der Alpenvereinskarte). Aber nirgends sieht man die genannten Schichten dem Kalk aufgelagert, welcher südlich darunter die Felsabstürze bildet; vielmehr zeigen diese in ihrem obersten Teil sehr häufig — soweit eben überhaupt Schichtung zu erkennen — steile Stellung der Schichten. Starke tektonische Zerrüttung ist sehr häufig. — Gegen W unter dem P 2293 durch werden die Buchensteiner Aufschlüsse spärlicher;

[1] Marmolata, a. a. O. p. 16 und 62.

der letzte findet sich in Gestalt flach W-fallender Platten unmittelbar östlich von dem ersten der tief eingeschnittenen Gräben S Col de Pausa, in welchem der vorerwähnte Steig in steilen Kehren hinabbiegt.

Uns scheint, daß sich die Beobachtungen über dies Buchensteiner Vorkommen am besten wie folgt zusammenfassen lassen: es bildet eine knieförmige, südschauende Falte, von der im allgemeinen nur die Scheitelregion entblößt ist; ihr Streichen von 70—75° O im östlichen Teil ist zu beobachten, während gegen W Umschwenken zu WNW-Streichen anzunehmen ist — das würde die bogenförmige Verbreitung dieser Schichten gut erklären. Der Marmolatakalk aber biegt im ganzen konkordant südlich darüber herunter. Das Ganze wäre bloß eine Detailkomplikation im N-Schenkel der Fedajamulde.

Auch weiter westlich am Nordgehänge des Avisiotales beobachtet man vielfach steiles S- bis SSO-Fallen in den Kalken, oft auch sehr starke Zerrüttung. Irgend ein Anhaltspunkt, um hier Sarldolomit von Marmolatakalk abzugliedern, war jedoch nirgends gegeben, außer ganz im W der hellen Kalkwände, unter dem Sass Cher; dort sieht man Andeutungen von flach S-fallenden Knollenkalken, welche eine solche Trennung ermöglichen; ihre geringe Mächtigkeit deutet darauf hin, daß hier der Übergang in die reine Kalk- bezw. Dolomitfazies nicht mehr fern ist. Darunter aber, auf der Terrasse über der tiefsten Felsstufe W Val del Infern, kommen Werfener Schichten hervor, welche eine ähnliche Kniefalte erkennen lassen, wie wir sie oben beschrieben. In Val del Infern ist sie bereits gegen ONO unter den umhüllenden Dolomit hinein verschwunden — nur eine große steilstehende Zertrümmerungszone in diesem deutet auf intensive tektonische Störung. Gegen W aber, im Rio de Cherpei, sieht man das knieförmige Abbiegen gegen S, kompliziert durch kleinere Unregelmäßigkeiten, deren genauere Einzelheiten zu verfolgen die Aufschlüsse jedoch nicht genügen. Auch auf der SW-Seite des Grabens setzen die Werfener Schichten herüber; auch hier ist eine ähnliche Falte noch erkennbar (vgl. Profil Fig. 5, p. 16). Gegen NW wird hier alles von Explosivtuff abgeschnitten.

Über den Südflügel der Mulde ist wenig zu sagen. Er besteht überall aus den von den hohen Gräten des Marmolatastocks herabziehenden Platten des Marmolatakalks. Im O ist ihr Einfallen flacher als im W, wo es an der Roda di Moulon (nach Schätzung vom Tal aus) etwa 40°, in den ungeheuren, bis 1000 m hohen Plattenschüssen des Gran Vernel, der Punta di Cornate und Pala di Vernel[1] wohl noch etwas mehr beträgt. Indessen ist dies steile Einfallen wohl nur z. T. auf die Aufrichtung der Schichten, zum anderen

[1] 2835 m; auf der AV.-Karte fälschlich als Punta di Cornate bezeichnet, welcher Name tatsächlich dem P 3036 zukommt.

Teil aber auf die primäre Mächtigkeitsabnahme des Marmolatakalks zurückzuführen (vgl. p. 25).

Die Verbindung der beiderseitigen Muldenflügel haben wir bis zu der Felsschwelle, auf der einst das Fedajahaus stand, verfolgt. Auch die nächste, durch den Col Mer und den Col da la Baranchie bezeichnete Felsschwelle bietet ununterbrochene Aufschlüsse — zugleich aber auch eine tektonische Komplikation und eine noch nicht gelöste Frage.

Südlich der tiefen Schlucht, mit der der Avisio diese Schwelle durchsägt hat, in der die Kapelle des Cristo de Fedaja steht, fällt ein eigentümlicher Einschnitt in den Felswänden der Südseite auf — sowohl von W wie von O gesehen; in der AV.-Karte kommt er sehr gut zum Ausdruck (zwischen Pian de Scalet und P 2032; vgl. auch Profil VI, Taf. I). Man denkt zunächst an eine einfache Verwerfung, welche diese Furche geschaffen hätte. Allein steigt man von der Ostseite durch die Furche empor, was ein guter Steig sehr erleichtert, so findet man darin emporziehende, graue und rote Knollenkalke — sichere Buchensteiner! Sie fallen sehr steil S, werden konkordant überlagert von zunächst dünngebanktem, nach wenigen Metern aber normal dickbankigem Marmolatakalk, und gehen gegen N über in graue massige Kalke mit reichlich Crinoidengliedern; einige Meter N des roten Kalks ist darin eine dünne Schicht ganz erfüllt von dicht aufeinandergepackten, kleinen Daonellen; weiter ist allmählicher Übergang in hellgrauen fossil- und strukturlosen massigen Kalk zu beobachten. — Auf der Westseite erschließt die während des Krieges in die Felsen gesprengte Straße (die jedoch weiter abwärts auf der Schutthalde unterbrochen ist!) ein ganz analoges Profil[1]: Auf den grauen, hier ganz fossilfreien Kalk des P 2032 folgt gegen S ohne scharfe Grenze der rote Knollenkalk, hier erfüllt mit allerdings meist schlecht erhaltenen Cephalopoden, daneben Zweischalern und Crinoidengliedern; er ist auch hier mit typischem grauen Buchensteiner Knollenkalk verknüpft. Die Gesamtmächtigkeit ist gering: 2—3 m. Diese Gesteine ziehen mit steilem Südfall durch die erwähnte Furche herunter, überlagert von dünn aber ebenflächig gebanktem Kalk, auf welchen — lokal mit ausgeprägter Rutschfläche — der normale Marmolatakalk folgt. — Gegen S wird das Fallen der Schichten sehr schnell flacher, um weiter, wie die große, die Hochmulde von Ciamorcia gegen unten abschließende Felswand deutlich zeigt, mit flacher Biegung in Nordfallen überzugehen: diese ist also die Umbiegung der Fedajamulde. Die Furche bei Pian de Scalet aber entspricht einer flexurartigen Abbiegung im Nordschenkel.

Es ist kein Zweifel, daß das eben beschriebene Profil als normale stratigraphische Folge zu deuten ist. Damit wird der Kalk des P 2032 zum normalen Liegenden der Buchensteiner Schichten.

[1] Auf diese Stelle machte uns Herr Dr. Castiglioni aus Padova in dankenswerter Weise aufmerksam; derselbe hat auch die ersten Fossilien dortselbst in dem roten Kalk gefunden.

Da aber durch den ganzen Kalk des P 2032 — ungeachtet vielfacher tektonischer Zerrüttung — eine größere Dislokation nicht zu gehen scheint und auch der Col Mer nicht davon zu trennen ist, so scheint für ihn überhaupt diese Altersbestimmung zu gelten: d. h. er wäre neben einem wahrscheinlichen Anteil von Buchensteiner Äquivalenten im wesentlichen anisisch. Dagegen aber scheint die große Mächtigkeit von etwa 300 m zu sprechen, welche die anisische und Buchensteiner Kalk- und Dolomitfazies sonst nirgends in unserem Untersuchungsgebiet und dessen Nachbarschaft auch nur annähernd erreicht. So ist als wahrscheinlich anzunehmen, daß irgendwie ein Übergang in Marmolatakalk stattfindet — daß die Buchensteiner in dieser Gegend am Übergang in die Kalkfazies sind, zeigt ja ihre sehr geringe Mächtigkeit am Pian de Scalet wie nördlich des Tals unter dem Sass Cher. Wir nehmen an, daß im Col Mer wieder Übergang zu flacher Lagerung stattfindet, und daß unmittelbar darüber das Buchensteiner Niveau durchziehend zu denken ist. Sicheres aber läßt der schichtungslose Kalk hier nicht erkennen: Vielleicht bringen einmal Fossilfunde eine Lösung.

Talabwärts ist weiterhin durchwegs der Zusammenhang der beiden Talseiten durch Alluvium und Schutt verhüllt. Aber an zwei Stellen kommen darin noch ältere Triasgesteine hervor. Westlich vom Beginn des Fedaja-Kreuzwegs auf Pian Trevisan erschließt die Straße den p. 5 erwähnten, wohl anisischen Crinoidendolomit. Und an der Straße südöstlich von Penia, wenig westlich der Häusergruppe Molin, ist ein hellgrauer, etwas knolliger Kalk angeschnitten, wie er am Übergang von Buchensteiner Schichten zu Marmolatakalk gewöhnlich ist; seine dünnen Bänke fallen sehr flach südlich. Zwischen diesen Vorkommnissen und den Plattenschüssen der südlichen Talseite müßte die Fedajaüberschiebung verlaufen, falls eine solche existiert. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Fortsetzung der Flexur von Pian de Scalet, deren Streichen in diese Richtung weist — wobei es als durchaus möglich zu betrachten ist, daß dieselbe im Streichen gegen W in eine Überschiebung übergeht.

An der nördlichen Talseite ist jedenfalls — von untergeordneten Detailkomplikationen abgesehen; vgl. Profil Fig. 4, p. 16) — k e i n e solche zu erkennen. Allgemein herrscht mehr oder minder flaches Südfallen, soweit nicht Explosivtuffe anstehen, die keine Tektonik erkennen lassen, oder deren Einschlüsse an Riesenschollen,

durch die man sich nicht täuschen lassen darf (vgl. oben p. 14f.). Oberhalb Vera jedenfalls treten flach S-fallende Platten von hellem (wohl Marmolata-) Kalk aus dem Gehänge; und unterhalb dieser Häusergruppe ist, wohl über jenen herabbiegend, Tuffkonglomerat aufgeschlossen. Ebensolches reicht nördlich vom Pian della Sia, als Bedeckung der Explosivtuffe, bis ins Tal herab. In dem im ganzen flach südlichen Einfallen gibt sich die Zugehörigkeit zum Nordflügel der Fedajamulde zu erkennen.

Inwieweit sich diese letztere noch nach W in das Fassatal hinaus verlängert oder ob ganz die Überschiebungen der Rodella an ihre Stelle treten, entzieht sich unserer Kenntnis.

5. Der Falten- und Schuppenbau der Marmolata in Val di Contrin.

(Vgl. hiezu die Profilserie auf Tafel II.)

Das eisgepanzerte Hochgebirge des eigentlichen Marmolatastockes erscheint von N als einheitlicher, nicht weiter zu gliedernder Kalkklotz. Daß dieser Eindruck irreführend ist, lehrt der tiefe Einschnitt der Val di Contrin: er enthüllt eine komplizierte, auf der Nordseite gar nicht zu ahnende Tektonik. Ihr Entdecker ist Salomon, der die wesentlichen Züge des Aufbaues bereits richtig erkannt hat [1]. Nur leidet seine Darstellung — insbesonders die zeichnerische — an einer sehr weitgehenden Schematisierung, wie sie eben bei den reichsdeutschen Geologen vor 30 Jahren üblich war (und es teilweise leider noch heute ist).

Wir haben demgegenüber versucht, das Schema zu beleben durch etwas größere Naturtreue im Detail — was nicht nur unter ästhetischen Gesichtspunkten zu werten, sondern auch für die Charakterisierung des tektonischen Stils von Bedeutung ist. Freilich ist zu betonen, daß ganz besonders auf diesem höchst komplizierten und teilweise schwer zugänglichen Gehänge unsere Begehungen für eine lückenlose Erkenntnis aller tektonischen Feinheiten keineswegs ausreichen. Eine solche würde die Aufnahme in einem noch über 1 : 25 000 hinausgehenden Maßstabe erfordern — was jedoch naturgemäß ein recht zeitraubendes Unternehmen wäre.

Vom Pian della Sia bei Penia steigt man über den mittelsteil N-fallenden Marmolatakalk, welcher den Marmolatastock mit dem Col Laz verbindet (aufgeschlossen in der Schlucht des Contrinbaches; neben ihr wird das Waldgehänge

[1] Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 63 f.

der Mündungsstufe größtenteils von Bergstürzen und Schuttbedeckung eingenommen) hinauf zum ebenen Alluvionsboden von Val di Contrin. Dort sieht man gleich im ersten Graben der Ostseite (Val Cogolmai) die Buchensteiner Schichten steil N-fallend herabziehen. Der südlich folgende Felssporn ist Sarldolomit, welcher weiter aufwärts den zackigen Grat von La Spires bildet. Im nächsten großen Graben liegen an seiner Basis unterer Muschelkalk und mächtige Werfener Schichten. Diese enden S unterhalb La Spires mit einer spitzen, steilstehenden, nahe O—W-streichenden Umbiegung, umhüllt von dem bunten Konglomerat und den dunklen Kalken des unteren Muschelkalks — beide stark verquetscht, verflasert und z. T. druckgeschiefert. Das letztgenannte Gestein streicht über den Grat auf die Nordseite, während S davon wieder Sarldolomit, in z. T. stark zertrümmertem Zustande, die Grathöhe bildet, bei P 2456. Nördlich von diesem sticht der Gewölbekern von Werfener Schichten wieder heraus und streicht über die nächste Gratscharte zurück auf die Südseite, um bald darauf endgültig in das Bergesinnere hinein zu verschwinden[1].

Südlich von diesem kleinen Spitzgewölbe greift eine enggepreßte Synklinale (I) tief ein; in dem erwähnten großen Graben ist sie bis auf etwa 2000 m Höhe abwärts (unter der Bocca dell' Ors[2]) festzustellen. Ihr Kern besteht aus Buchensteiner Schichten; in beiden Flügeln werden sie eingefaßt von Sarldolomit, in sehr reduzierter Mächtigkeit und vielfach ganz in Linsen zerrissen. Auch sonst zeigt diese Synklinale zahlreiche Detailkomplikationen: sekundäre Fältelung des Schenkels u. a., die sich im einzelnen nicht beschreiben lassen; soweit möglich, sind sie in Taf. II dargestellt. Auch hier sind die Gesteine vielfach stark zerknetet und gestreckt. Südlich folgen nochmals Werfener Schichten in steiler Stellung.

Auch auf der Südseite von P 2456 treten wiederum Muschelkalk und Werfener Schichten unter dem Sarldolomit heraus, nördlich einfallend. Man möchte vermuten, daß sie mit den soeben genannten Werfernen aus dem Südflügel der Synklinale I im Streichen zusammenhängen; doch konnten wir sie nicht durchverfolgen. Denn dazwischen schiebt sich eine große Mauer aus Sarldolomit, die, soviel wir feststellen konnten, bis an den Kern der Synklinale I heranreicht, gegen S aber ohne Unterbrechung zum Alto Col Mer[3] fortsetzt. Und auf diesen sind die Werfener Schichten S P 2456 aufgeschoben.

Das ist der Beginn der Marmolataüberschiebung, die sich nun längs dem ganzen Südabfall der Gruppe entlang verfolgen läßt, mit geringen Unterbrechungen durch Schuttbedeckung. Die obere Schichtserie, die Marmolataschuppe, zeigt auf der ganzen Strecke bis zum Ombrettapaß stets Werfener Schichten an der Basis, auf die normal Unterer Muschelkalk, Sarldolomit, Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk der Gipfelregion

[1] Vgl. hiezu bei Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 22 f.

[2] Diese Schreibart (= „Bärenfurkel") ist wohl richtiger als Bocca de Lors, wie auf der AV.-Karte steht.

[3] Nicht zu verwechseln mit dem Col Mer östlich Pian Trevisan!

folgen. Wohl ist gelegentlich eines dieser Schichtglieder in seiner Mächtigkeit reduziert, setzt auch wohl ganz aus, wie anscheinend die Buchensteiner Schichten auf der Südseite der Pala di Vernel; im ganzen aber lassen sich alle schon aus der Ferne an Hand der Terrassierung des Abhanges verfolgen.

Die Schichtserie unter der Überschiebung enthält ganz die gleichen Schichtglieder; denn gleich südöstlich von der Stelle, wo wir ihn eben verlassen, folgen über ihrem Sarldolomit mächtige Buchensteiner Schichten, stark NO fallend, weiter Marmolatakalk. Die Überschiebung schneidet diese Schichten mit auffälliger Diskordanz ab. Die letztere ist bedingt durch eine Divergenz des Streichens, das in der liegenden Serie etwa nordwestlich, in der hangenden hingegen nahe ostwestlich verläuft, weiter östlich jedoch werden beide ungefähr parallel.

An dem tieferen Gehänge unter der erwähnten Mauer aus Sarldolomit folgt südlich von den Werfener Schichten der Südseite der Synklinale I die Gegend, die Salomon[1] als äußerst zersplittertes und von Melaphyr injiziertes Bruchfeld aufgefaßt hat — nach unserer Auffassung ein Durchbruch von Explosivtuff von etwa $\frac{3}{4}$ km Durchmesser (vgl. p. 13). Seine genaue Darstellung würde ein viel detaillierteres Studium voraussetzen, als es uns möglich war; wir müssen uns somit leider mit einem kurzen Hinweis begnügen, und konnten auch im Profil (Taf. II) nur ein Schema geben. Denn die Zersplitterung der sedimentären Schichten geht ins Ungeheuerliche — die Salomon'sche Kennzeichnung: „ein buntscheckiges Gewirr von Melaphyrgängen, Schollen von weißen Dolomiten und dolomitischen Kalken, sowie von versteinerungsführenden Buchensteiner und Werfener Schichten" —, diese Kennzeichnung ist ganz zutreffend, sofern wir statt „Melaphyrgänge" setzen: Tuffbreccien mit oder ohne Gehalt an Kalkfragmenten. Mechanische Erscheinungen an den Schollenrändern aber, welche gestatteten, dieselben auf Dislokationen zurückzuführen, fehlen — von lokalen Ausnahmen abgesehen — hier ebenso wie etwa am Cherz; und ebensowenig wie dort ist es hier möglich, irgend eine Ordnung in dieses Chaos zu bringen.

Die Südostgrenze des Tuffdurchbruches wird im großen und ganzen bezeichnet durch den wilden Graben, der von der Pala di

[1] Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 72.

Vernel nördlich neben dem Alto Col Mer herabzieht und über dem Steg über den Contrinbach aus den Felsen tritt. Sein Ausgang liegt in einer riesigen Scholle von Sarldolomit, die gegen NW in den Tuff hineinragt, von dem sie unter- wie überlagert wird — vielleicht ein hineingekipptes Stück vom Rande des Schlotes! Gleich oberhalb derselben beginnen aber im Graben die Werfener, und ziehen auf seiner SO-Seite zusammenhängend aufwärts, steilgestellt und vielfach stark in sich gefaltet. Apophysen von dem Tuff der anderen Grabenseite setzen hinein, ja gelegentlich bis in den hangenden Sarldolomit (vgl. auch p. 13). Bis unter die obenerwähnte, gegen NW ziehende „Mauer" dieses Gesteins reichen die Werfener, ihre normale Unterlage bildend; die vorher erwähnten am N-Rande des Tuffdurchbruches sind ihre natürliche Fortsetzung. Wir dürfen also wohl das Gebiet des letzteren im wesentlichen als eine Antiklinale auffassen — wenn auch eben jener ihre Erkennbarkeit beeinträchtigt; aber die erwähnten Werfener bilden einen ausreichenden Rest ihres Kerns. In Ermangelung eines geeigneten Lokalnamens mag sie „Tuffdurchbruch-Antiklinale" genannt sein.

Südlich von dem letzterwähnten Graben zieht ein Felssporn vom Alto Col Mer herunter. Er besteht, wie dieser ganze Felsklotz aus Sarldolomit. Zunächst meint man, es sei die ununterbrochene Fortsetzung der Felsmauer im Hangenden der „Tuffdurchbruch-Antiklinale". Bei genauerem Zusehen entdeckt man aber auf der Nordseite des Alto Col Mer noch eine schmale, enggepreßte, steilstehende Buchensteiner Zone, welche bis tief hinabreicht und von den Werfenern im N nur durch eine ganz geringmächtige, namentlich gegen unten auf wenige Meter reduzierte Lamelle von Sarldolomit getrennt bleibt. Diese Buchensteiner bilden den Kern der Synklinale des Alto Col Mer; der Dolomit an diesem selbst gehört schon dem Südflügel an, seine westliche Fortsetzung am obengenannten, tief herabreichenden Felssporn der Spitze (Umbiegung kann man nicht sagen) der Synklinale. Diese ist im einzelnen sehr unregelmäßig gestaltet: beim Anschluß des Felssporns an den Alto Col Mer sind schmale Werfener Keile von N her in den Dolomit hineingespießt, und auf der Südseite, wo die Werfener darunter wieder hervorkommen, ist der Kontakt vielfach anormal, durch Rutschflächen mit diskordantem Abschneiden der Schichten gebildet; der untere Muschelkalk ist dabei zerrissen und fehlt auf bedeutende Erstreckung ganz.

Südlich vom Alto Col Mer ziehen die Werfener Schichten empor, um dort jene prachtvolle Faltenbiegung zu bilden, die schon in der topographischen Darstellung der AV.-Karte sehr anschaulich zum Ausdruck gebracht ist. Auch Salomon hat sie in Profil E, Fig. 9 gezeichnet und betont ausdrücklich im Text,

daß sie „wirklich vorhanden" sei[1]. Gleichwohl bezeichnet er dies Gebilde als Schuppe und nicht als Antiklinale — was damit zu erklären ist, daß die Werfener Schichten mit sehr deutlicher, glatter, 50° N-fallender Überschiebungsfläche auf dem südlich folgenden Sarldolomit aufruhen. Verfolgt man aber die Grenze gegen O gegen die Val Rosalia, so findet man, daß sich ein Mittelschenkel von unterem Muschelkalk zwischenschaltet. Man ist also wohl berechtigt, von einem liegenden Gewölbe zu reden. Gegen W setzt es über das Tal hinüber fort in den Varos, wobei es sich aufrecht stellt. Es sei daher mit dem Namen Varosgewölbe belegt.

In seinem hangenden Schenkel setzt die normale Schichtserie ganz regelmäßig fort. Die Alto Col Mer-Synklinale wird nur von einem Teil der Buchensteiner Schichten mitgemacht; an der Grenze gegen den Marmolatakalk ist sie nicht einmal mehr angedeutet. Dagegen keilen weiter östlich, auf der Südseite des Vernel, die Buchensteiner anscheinend ganz aus — was hier vielleicht nicht, wie sonst so häufig, durch Fazieswechsel, sondern durch tektonische Ausquetschung begründet ist.

Die Werfener Schichten lassen sich, vielfach in sich gefaltet, südlich vom Varosgewölbe auf der östlichen Talseite durchverfolgen zum Contrinhaus; dieses selbst steht darauf und der Aufstiegsweg schneidet sie fast beständig an. Der Sarldolomit, auf den das Varosgewölbe überschoben ist, bildet darin eine gegen S geöffnete, liegende Mulde (Synklinale III). Das ist zwar an dem nahezu schichtungslosen Dolomit des P 2312, N vom Contrinhaus nicht deutlich — wir können nur sagen, daß dessen Mächtigkeit für einfach gelagerten Sarldolomit zu groß ist. Folgen wir ihm gegen O, so finden wir ihn NO vom Contrinhaus unterbrochen: die Werfener Schichten des Liegenden und des Hangenden treten miteinander in Verbindung. Das ist vermutlich auf Längszerreißung der Mulde bezw. auf eine Unregelmäßigkeit im Verlaufe ihrer Achse zurückzuführen. Wo jene wieder einsetzt, findet sich eine lokale Diskordanz gegenüber den Werfener Schichten der Basis, die mit dem Gehänge südlich einfallen — eine kleine Faltungsdiskordanz zwischen Schichten von verschiedenem mechanischen Verhalten, wie sie analog von ungezählten Stellen der Alpen bekannt ist. Die Schichtlücke darüber scheint aber recht beträchtlich zu sein und neben dem unteren Muschelkalk auch mindestens einen Teil, wenn nicht den ganzen Sarldolomit zu umfassen. Denn das eingefaltete Material der Synklinale besteht hier aus dickbankigen hellgrauen Kalken mit unregelmäßigen roten Einlagerungen, deren Stellung unklar ist; da sie aber mit darüberliegenden dunkelroten Buchensteiner Knollenkalken enge verknüpft sind (hier wurden im Schutt Fossilien in diesen gefunden), durch mehrmalige — allerdings vielleicht z. T. tektonische — Wechsellagerung, so ist auch für die dickbankigen Kalke ladinisches Alter nicht unwahrscheinlich. Gegen O folgt über diesem wahrscheinlichen Buchensteiner Komplex grauer Kalk, zuerst auf ein paar Meter dünn, dann dick geschichtet

[1] Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 66.

und z. T. stark brecciös zertrümmert. Es ist zweifellos Marmolatakalk, der gegen S über die Val Rosalia weiterzieht. Er bildet den Kern unserer Synklinale III — der im Hangenden von der Stirn der Varosantiklinale diskordant abgeschnitten wird. Hier ist auf der Terrasse über dem NW-Ende dieses Marmolatakalks die Stelle, wo die Werfener des Antiklinalkerns zum letztenmal sichtbar sind. Die Antiklinalbiegung in Sarldolomit und Buchensteiner Schichten ist zu suchen unter der Moräne, die von der Marmolatascharte herabkommt. Der Marmolatakalk der Synklinale III aber zieht, vielfach stark zerrüttet und z. T. mit Pyrit imprägniert, längs der Val Rosalia aufwärts, wo er den Punkt 2607 bildet, und verbindet sich mit dem — freilich unter der Marmolatascharte durch Schutt unterbrochenen — Marmolatakalk im Normalschenkel des Varosgewölbes. Dieses ist also im Marmolatakalk geschlossen — wenn auch der Mangel an Schichtung in diesem Gestein keine klare Umbiegung erkennen läßt[1].

Sehr interessante Aufschlüsse bietet der Kamm des Passo Ombretta, der die Val Rosalia von der Val Ombretta scheidet. Beim Aufstieg durch das erstgenannte Tal beobachtet man schon von weitem im Südteil des abschließenden Grates, hart an den Kalkwänden der Cima Ombretta, Felsen von schwarzem Gestein. Das ist, wie schon oben (p. 22) ausgeführt, kein Gang, sondern ein dem Marmolatakalk aufgelagertes Tuffkonglomerat. Nördlich folgt wieder Marmolatakalk, welcher sich gegen W sowohl mit dem unter der Marmolataüberschiebung eingefalteten als auch mit dem durch die Val Rosalia heraufziehenden (Kern der Synklinale III!) verbindet. Der Tuff fällt steil nördlich unter diesen Marmolatakalk und besonders auffällig ist eine kleine, soweit man sehen kann, allseitig von Kalk umschlossene Tuffpartie etwas oberhalb des Zickzackwegs am letzten Steilhang unter der Paßhöhe: eine kleine abgequetschte Teilsynklinale. Die Hauptmasse des Tuffs aber entspricht dem Kern keiner der Synklinalen, die wir vorher in den tieferen Schichten unterscheiden konnten, sondern in gewissem Sinne allen zusammen: der Marmolatakalk hat seine eigene, von jener der Unterlage weitgehend unabhängige Tektonik.

Das Profil der Grathöhe selbst studiert man am besten hart unter derselben auf der Ostseite. Salomon hat es bereits beschrieben[2]; doch weichen unsere Beobachtungen von den seinigen in manchen Punkten ab (vgl. Fig. 8). Kein Zweifel ist möglich über die nördlichen Glieder der Schichtfolge: Marmolatakalk (1), Buchen-

[1] Im Profil V auf Taf. 1 ist sie nur hypothetisch eingetragen!

[2] Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 63 f. und Fig. 7.

steiner Schichten (2, am Grat durch Schutt verdeckt!), Sarldolomit (3), unterer Muschelkalk (4), Richthofen'sches Konglomerat (5) und Werfener Schichten (6). Es ist die normale Schichtreihe der Marmolataschuppe. Die Werfener sind stark in sich gefaltet; die Umbiegungen streichen ausnahmslos 60—65° W. Wenn aber Salomon an ihre Basis die Schubfläche der Marmolataschuppe verlegt, so können wir ihm nicht beistimmen. Denn was darunter folgt, ein großenteils arg zertrümmerter, sandig zerfallender Dolomit (7) ist viel eher für Sarldolomit als für Marmolatakalk anzusprechen. Daran schließt sich Buchensteiner Knollenkalk (8), stark zerpreßt und in enge, seigerstehende Falten mit ebenfalls ca. 65° W-Streichen gelegt. Er geht gegen S über in einen ganz

Fig. 8. Profil am Ombrettapaß, 1 : 3000 ca. (Erklärung im Text).

ausgesprochenen Tektonit (8 a): Linsen von einem bis einige Zentimeter Dicke, aus grauem oder rötlichem dichten Kalk bestehend, der aber nur mehr in dürftigen Resten erhalten, in der Hauptsache durch grobkristallinen Calcit ersetzt ist; sie sind getrennt durch tonige Gleithäute von grauer, grünlicher, dunkelroter Farbe. Das Ganze erinnert im Aussehen an einen stärkst verquetschten nordalpinen Aptychenkalk, dürfte hier aber jedenfalls aus (z. T. roten) Buchensteiner Kalken hervorgegangen sein. Auf diesem Quetschgestein sitzt am Grat mit diskordanter Gleitfläche ein Keil von hellem Kalk (9); und ebenso stößt jener — und z. T. auch die normalen Buchensteiner — gegen unten diskordant an einer mächtigen und sehr auffälligen Gleitfläche ab, unter welcher der gleiche helle, massige Kalk (10) folgt. Dieser ist aber nichts anderes als Marmolatakalk, und zwar derselbe, den wir oben im Liegenden der Marmolataüberschiebung aus Val di Contrin herauf verfolgt haben. Ihn hat Salomon merkwürdigerweise nicht aus-

geschieden, d. h. vermutlich zu den Buchensteinern gerechnet. Am Grat selbst beträgt seine Mächtigkeit allerdings nur wenige Meter; und am beiderseitigen Gehänge unterhalb, wo sie rasch zunimmt, mag vor 30 Jahren noch eine viel stärkere Schneebedeckung geherrscht haben als heute: es wäre immerhin denkbar, daß eine solche die recht ansehnlichen Wandstufen des genannten Kalkes soweit verhüllt hätte, daß SALOMON aus diesem Grunde nicht zu der Erkenntnis gelangt wäre, daß sie anstehen. Jedenfalls ist es dieser Kalk (und nicht Buchensteiner Kalk, wie SALOMON schreibt), der nun gegen S mit dem Tuffkonglomerat (11) in Kontakt tritt. Auch dieser ist mechanisch, an einer stark N-fallenden Gleitfläche; das beweist die starke Zerdrückung zu Gleitlinsen, die man unmittelbar am Kontakt im Kalk beobachtet. Auch der Tuff ist z. T. stark zerdrückt. Er liegt im S normal auf den steil nördlich einschießenden Platten der Cima Ombretta (12).

Die angegebene Deutung der Schichten (7) bis (11) führt uns zu einer tektonischen Umdeutung des Ombrettapaßprofils: nicht eine Wiederholung von Schuppen mit normaler Schichtfolge liegt hier vor; vielmehr entspricht der normalen Serie der Marmolataschuppe eine recht vollständige verkehrte, die sogar den Marmolatakalk enthält! Mit anderen Worten: Die Marmolataüberschiebung geht gegen O im Streichen über in eine liegende Falte. Ihre Stirn streicht hier etwa WNW, wie man wohl aus den zahlreichen gemessenen Detailumbiegungen in Werfener und Buchensteiner Schichten schließen darf.

Bevor wir diese Marmolatafalte gegen O weiter verfolgen, sei noch kurz einer bisher nicht erwähnten Erscheinung gedacht: der Brüche. Ihre Zahl ist groß, zumal in den plumpen, steifen Marmolatakalkklötzen; aber ihre tektonische Bedeutung ist minimal: die Verschiebungsbeträge messen nur nach einigen Metern. Sie stellen lediglich ein ganz untergeordnetes Beiwerk dar, das gegenüber den Falten und Überschiebungen für das tektonische Bild unserer Gegend von keinem Belang ist. Desto größer ist ihre Bedeutung für die Ausgestaltung des Landschaftsbildes: alle die scharfen Kerben im Grat des Marmolatastockes (Forcella della Marmolata, Forc. Vernel usw.) sind durch Brüche bedingt, wie das in mehreren Fällen schon SALOMON richtig erkannt hat[1]. Ebenso

[1] W. SALOMON, Marmolata, a. a. O. p. 73.

sind sie an den Bergflanken durch tief eingerissene Rinnen markiert, von meist auffällig geradlinigem Verlauf; in der AV.-Karte kommen sie größtenteils trefflich zum Ausdruck. Das Streichen schwankt meist zwischen N und NO.

Dagegen ist bestimmt nicht vorhanden ein großer Bruch längs der Sohle von Val Contrin, dessen Existenz von W. Penck behauptet wurde [1]. Tatsächlich spricht nichts für die Existenz eines solchen: die steilgestellte Schichtfolge (Werfener bis Marmolatakalk) von Sora Cogolmai setzt ganz unmittelbar in den Col Laz fort; dem Explosivtuff der Ostseite entsprechen jenseits des Tales die Lavadurchbrüche von Sass di Rocca, Forca neigre etc. — auf deren hier gesteigertes Ausmaß wohl die ganze scheinbare Unstimmigkeit zurückzuführen ist; und auch die Falten der Ostseite lassen sich, trotz mancher Gestaltsänderung im einzelnen, recht gut mit jenen der Westseite in Einklang bringen. Daß speziell die Marmolataüberschiebung keine Fortsetzung mehr findet, ist darauf zurückzuführen, daß sie schon auf der Ostseite im Ausklingen begriffen ist — südlich Sora Cogolmai und La Spires ist sie nur als steile laminierte Falte vorhanden. So ist es kein Wunder, wenn ihr noch weiter westlich nur mehr eine einfache, wenig komplizierte Aufwölbung entspricht.

6. Der Falten- und Schuppenbau der Marmolata vom Passo Ombretta gegen Osten.

Östlich von dem oben ausführlich beschriebenen Profil des Ombrettapasses reißt leider Schuttbedeckung eine kilometerbreite Lücke in den Zusammenhang der Aufschlüsse. Diese setzen erst wieder ein östlich von den Kehren des nach Val Ombretta hinabsteigenden Weges. Im ersten tiefen Graben dortselbst beobachteten wir von oben nach unten das folgende Profil (Fig. 9 [2]; vgl. auch Prof. III auf Taf. I).

[1] W. Penck, a. a. O. p. 70 und Karte (Taf. I).

[2] Salomon gibt (a. a. O. p. 64, Profil D) ein Profil unter dem „Ostgipfel der Marmolata". Es ist nicht genau ersichtlich, wo dasselbe aufgenommen wurde; denn unter der Marmolata die Rocca, auf die man diese Angabe zunächst beziehen möchte, ist mit Ausnahme eines kleinen Buchensteiner Aufschlusses alles von Schutt verhüllt; die Wahrscheinlichkeit ist nicht sehr groß, daß dieser sich erst seit 30 Jahren derartig angehäuft und ausgedehnte Aufschlüsse zugedeckt haben sollte. Unser Profil befindet sich einen starken halben Kilometer weiter östlich. Möglicherweise versteht jedoch Salomon unter „Ostgipfel"

Unter Marmolatakalk und Buchensteiner Schichten (die wir hier nur aus der Ferne festgestellt haben) bildet Sarldolomit (1) eine hohe Felsmauer. Darunter schneidet der Graben eine Antiklinale an, aus fossilführenden Werfener Kalken mit hier auffallend stark entwickelten grünen und roten Tonlagen (4); sie sind sehr stark in Detailfalten gelegt, von einigen Metern Krümmungsradius und durchschnittlich 80° O streichenden Umbiegungen. An der Hangend-

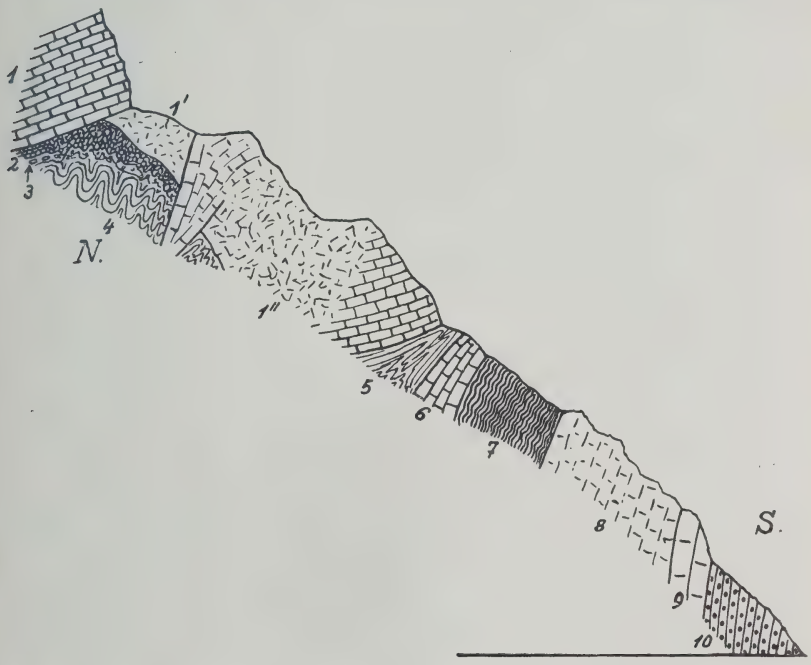


Fig. 9. Profil am Fuß der Südwände unter dem Ostgrat der Marmolata di Rocca, 1 : 1000 ca. (Erklärung im Text).

grenze ist „Richthofen'sches Konglomerat" (3) entwickelt, aber hier mehr als Breccie, aus oft auffallend dünneren Werfener Scherben bis zu 10 cm Länge, sowie unterer Muschelkalk (2), der entsprechend seiner viel dünneren Schichtung ganz in selbständige viel engere, nur nach Dezimetern messende Detailfalten

einen der Zacken im Ostgrat der Marmolata di Rocca; in diesem Falle bestünde die Wahrscheinlichkeit, daß Salomon doch in der Nähe unseres Profils beobachtet hätte. Seine Bemerkung, daß er die Schichten nur im Streichen habe verfolgen können, läßt darauf schließen, daß er den Graben selbst, durch den unser Profil verläuft, nicht begangen hat — vermutlich das Gehänge westlich davon, wo ebenfalls schon Aufschlüsse, aber weniger zusammenhängend zu finden sind. Dies mag zur Erklärung einiger Abweichungen der beiden Profile dienen.

gelegt ist. Auf der Rippe östlich des Grabens sieht man den Sarldolomit sich darüber wölben — freilich nicht in Gestalt einer schönen Antiklinalbiegung, sondern als vollständig zermahlenen Brei, der jede Andeutung von Schichtung verloren hat (1). Unter dem Antiklinalkern greift er, hier wieder weniger zermalmt, hinein, an glatter, steiler Gleitfläche von den Werfenern überschoben. Im ganzen ca. 50—60 m mächtig, bildet er hier den Kern einer sekundären Synklinale. Denn an der Basis der von ihm gebildeten Felsstufen kommen nochmals Werfener Schichten zum Vorschein (5), stark zerdrückt und nur ein paar Meter mächtig; darunter gleichfalls wenige Meter Sarldolomit (6), hierauf Buchensteiner Bänder- und Knollenkalke (7), von denen die ersteren durch ihre dunkle Farbe schon von weitem auffallen und bei Betrachtung aus der Ferne zur Verwechslung mit Tuffen verleiten können. Weiterhin folgen nochmals ca. 40—50 m stark zertrümmerten, dolomitischen Kalkes (8), der gegen unten gegen eine Bank von hellem, massigen Kalk (9) scharf abgrenzt; daß dies Marmolatakalk — die Fortsetzung von (10) aus dem Profil der Paßhöhe (Fig. 8!) — ist, halten wir für kaum zweifelhaft, während man bei (8) die Frage stellen kann, ob nicht Sarldolomit vorliegt, der unter Ausfall der Buchensteiner auf den Marmolatakalk geschoben ist; wahrscheinlicher und für die Deutung des Profils befriedigender erscheint uns die andere Möglichkeit, daß auch in (8) schon Marmolatakalk vorliegt. Abgeschlossen wird das Profil durch Tuffkonglomerate (10), die mit ganz steil N-fallender Grenze unter den Marmolatakalk einsinken.

Dieses Profil zeigt uns den Übergang der liegenden Falte des Ombrettapasses in eine nur mehr wenig gegen S überliegende, mit sekundärer Doppelung des Kerns; je nach der Deutung, die man dem Schichtglied (8) gibt, schließt sich daran noch eine Teilsynklinale, oder es leitet ein einheitlicher steiler Zwischenschenkel zu dem aus Tuffen gebildeten Kern der Ombrettasynklinale, wie wir sie nennen wollen, über.

Die Grenze zwischen Tuff und Marmolatakalk ist von unserem Profil gegen O zusammenhängend zu verfolgen: in den nächstöstlichen Gräben zieht sie als schnurgerade, senkrechte Fläche, mit 80—85° O-Streichen durch. Grabenaufwärts legt sich auf den sicheren, massigen Marmolatakalk, ganz steil N-fallend, etwas mehr bräunlicher, z. T. dünner gebankter und vielfach stark zertrümmerter dolomitischer Kalk — von dem hier ebenso wie im zuvor besprochenen Profil unsicher bleibt, ob er noch zum Marmolatakalk gehört, oder schon Sarldolomit darstellt; das (wie es scheint konstante) Fehlen zwischengeschalteter Buchensteiner Reste läßt uns die erstere Möglichkeit für wahrscheinlicher ansehen. — Diese Trennung innerhalb der Kalkmasse konnte gegen O nicht weiter verfolgt werden als bis auf die Pale di Ombretta. Dagegen behält

die Tuff-Kalkgrenze auch östlich einer großen Schuttunterbrechung, über den Col freida weg bis gegen den Talboden der Malga Ciapela, den angedeuteten Charakter bei.

Leider ist uns eine genaue Verfolgung der höher am Gehänge ausstreichenden Schichten wegen Zeitmangels nicht möglich gewesen. Immerhin glauben wir auf Grund von Fernbeobachtungen sagen zu können, daß Werfener Schichten über unser Profil (Fig. 9) hinaus n i c h t nach O fortsetzen; der Antiklinalkern, dem sie angehören, bleibt im Inneren des Berges. Leider ist es nicht sicher, ob sich auch die darüber folgenden Schichten: Sarldolomit und Buchensteiner, antiklinal schließen. Wir möchten das annehmen; denn die Entwicklung von der Überschiebung über die liegende zur nur mehr schwach überliegenden Falte, die wir im Streichen über den Ombrettapaß herüber festgestellt haben, muß wahrscheinlicherweise gegen O noch um einen Schritt weitergehen; zur aufrechten, unsymmetrischen Falte.

Eine solche beobachten wir nun tatsächlich noch weiter im O, genau in der östlichen Verlängerung unserer Marmolatafalte. Der Marmolatakalk, welcher in den Wänden über dem Col freida die Tuffe der Ombrettasynklinale begrenzt, setzt jenseits des vom Ciamp Diarei herabziehenden Schuttbodens im Pizzo Guda fort. Es ist also wahrscheinlich, daß ältere Schichten, die dort in seinem Liegenden sichtbar werden, in irgend einer Weise als Äquivalente des Kernes der Marmolatafalte gelten dürfen. Und solche ältere Schichten sind dort tatsächlich vorhanden: auf der SW-Seite des Pizzo Guda stecken Werfener Schichten in der Wand, schon von weitem an der roten Farbe zu erkennen; etwa 20—25 m mächtig, bilden sie einen senkrechten, O—W streichenden Keil (Prof. I, Taf. I). Das Gestein zeigt alle Anzeichen starker Zerquetschung. Gegen S folgt in gleicher Lagerung grauer, gleichfalls äußerst zerquetschter und folglich nicht sicher zu deutender Kalk (auch noch Werfener? oder unterer Muschelkalk?); weiter normaler Marmolatakalk. Im N grenzt solcher unmittelbar an die Werfener Schichten. Daß die letzteren einen antiklinalen Keil im Marmolatakalk bilden, ist zweifellos; aber was ist mit den normalerweise zwischengeschalteten Schichten: Buchensteiner und Sarldolomit, geschehen? Sind sie in gleicher Fazies im Marmolatakalk mit enthalten? Das wäre an sich möglich, zumal sich in der Umgebung mehrfach (Cime dell' Auta p. 64, Ciamp Diarei, p. 24) Anzeichen eines Übergangs der Buchensteiner Schichten in reine Kalkfazies zeigen; aber auffallend bleibt, daß sich nicht einmal die sonst in diesem Fall fast stets nachweisbare Trennungsfuge zwischen anisischem und ladinischem Kalk am Pizzo Guda zeigt. Wir möchten fast lieber das

Fehlen jener Schichten tektonisch deuten: daß die Werfener, als leichtest bewegliches Glied (bei Verkalkung der Buchensteiner) im Antiklinalkern durch den Sarldolomit durchgestoßen seien und diesen in der Tiefe zurückgelassen hätten.

Diese Falte des Pizzo Guda haben wir auch weiter östlich noch einmal gequert, beim Aufstieg von Sottoguda zu den Hütten in Val Lavazei. Dort sieht man an dem Wege, der gerade N über dem Dorf emporführ nacheinander (vgl. Profil I Taf. I): Buchensteiner Schichten, im wesentlichen parallel zum Gehänge südlich einfallend; weiter steilgestellten Sarldolomit in auffallend reduzierter Mächtigkeit; dann in kleinen Aufschlüssen am Weg stark gefältelte Werfener Schichten; darauf folgt abermals geringmächtig (ca. 20 m) Sarldolomit und darüber Buchensteiner, beide in flacher Lagerung; endlich Marmolatakalk. Dieses Profil läßt sich zwanglos auf ein unsymmetrisches Gewölbe deuten. Seine Durchverfolgung gegen den zuerst erwähnten Aufschluß auf der SW-Seite des Pizzo Guda ist uns nicht geglückt; auf dem stark bewaldeten und von wilden Gräben durchfurchten Steilgehänge dürfte sie auch keine leichte Aufgabe darstellen.

Jedenfalls erblicken wir, wie gesagt, in dieser Falte des Pizzo Guda die (gegen O ausklingende) Fortsetzung der Marmolataüberschiebung.

Südlich ihr parallellaufend wäre demnach die Fortsetzung der Ombrettamulde zu erwarten. Tatsächlich bildet der Marmolatakalk zwischen Sottoguda und der Malga Ciapela eine Synklinale, wie das Einfallen seiner Bänke von beiden Seiten gegen das Tal zeigt; in der Gegend der Muldenbiegung ist darein die wilde Klamm der Serai di Sottoguda eingeschnitten. In ihrem Kern wäre die Fortsetzung der Tuffe von Val Ombretta zu suchen; leider sind sie, soweit wir feststellen konnten, bis zum letzten Rest durch die Erosion beseitigt.

Am SO-Ende des Marmolatastockes stellt sich jedoch noch eine Komplikation ein. Steigt man nördlich der Malga Ciapela, bei Viell dal Pez der AV.-Karte, gegen die Ausläufer des Pizzo Sorauta an, so sieht man mit Staunen den Marmolatakalk, der vom Col freida gegen den Pizzo Guda zieht, bedeckt von 10—25 m Tuffkalkbreccien und darüber normalen Tuffkonglomeraten und -Sandsteinen. Diese Gesteine bilden eine äußerst jähe, nur mit Vorsicht zu begehende Rasenterrasse über den Steilwänden des Marmolatakalkes. Aber was über diesen Tuffen liegt, ist auch noch nicht unmittelbar der Marmolatakalk des Pizzo Sorauta; vielmehr zieht an der Basis seiner glatten Steilwände und durch eine Buchen-

steiner Terrasse von ihnen getrennt ein Sockel von Sarldolomit entlang. Dieser ist den Tuffen aufgeschoben. Die letzteren sind gegen SW zu verfolgen bis in die Steilwand unter P 1820, wo man sie mit senkrechter Grenze an Marmolatakalk stoßen sieht; deren Natur festzustellen, verbietet die Ungangbarkeit der Wand. Von hier ab legt sich der überschobene Sarldolomit auf Marmolatakalk; eine Zone vollkommen zermahlenen Gesteins bezeichnet die Grenze. Leider war es nicht möglich, ihr auf dem schlecht gangbaren Gehänge weiter zu folgen. — Bemerkenswert ist, daß hier über dem Sarldolomit an der Stelle, wo die Buchensteiner fortsetzen sollten, ein sehr deutlich feingeschichteter, stark bituminöser Dolomit liegt, von Marmolatakalk überlagert.

Der Leser wird nun vielleicht fragen, ob nicht diese zuletzt besprochene Überschiebung die Fortsetzung der Marmolataüberschiebung darstelle? Wir glauben diese Frage mit Nein beantworten zu dürfen, aus dem Grunde, weil die Marmolataüberschiebung bereits in der obersten Val Ombretta in dem geschilderten Übergang zur schwach südwärts übergelegten Falte (vgl. p. 54f.) deutlichste Anzeichen gegen O abnehmender Intensität erkennen ließ. Unsere Überschiebung dagegen scheint eher gegen O an Intensität zuzunehmen: das höchste Glied der liegenden Serie, die Tuffe, verschwindet gegen W. Das macht es viel wahrscheinlicher, daß wir es nicht mehr mit der gleichen Dislokation zu tun haben. Endgültige Sicherheit wird freilich nur durch genaueste Detailkartierung des ganzen Ombretta-Nordgehänges zu erzielen sein.

Unsere Überschiebung setzt auch nach O über das vom Ciamp Diarei herabkommende Tal. Dort ist, nordöstlich vom Pizzo Guda, den Tuffen noch eine Kalkmasse zwischengeschaltet, die sich in die Val Lavazei weiter verfolgen läßt. Mojsisovics hat sie als „Riffzunge" aufgefaßt; da aber die Tuffe in ihrem Liegenden die genaue Fortsetzung der eben von der westlichen Talseite erwähnten bilden, ist es erlaubt, ihre gegenseitige Grenze ebenso aufzufassen wie dort, nämlich als Überschiebung. Unmittelbar aufgeschlossen haben wir sie nicht gesehen, doch muß sie recht stark geneigt sein. Nach der „Forca" N des Pizzo Guda bezeichnen wir sie als Forcaüberschiebung. Der überschobene Flügel enthält hier nur mehr wenig mächtigen Marmolatakalk, darunter Tuffe; in solchen dürfte weiter gegen O die Überschiebung verhältnismäßig bald erlöschen.

Es bleibt nun noch die Frage zu erörtern, ob im Tale des Ciamp Diarei ein größerer Bruch anzunehmen ist. Der Gegensatz der beiden Talseiten ist — gerade wie bei Fedaja — so auffallend, daß diese Annahme naheliegt. Allein wir haben bereits (vgl. p. 24) gesehen, daß am oberen Ende des Tals die Tuffe der Ostseite normal auf dem Marmolatakalk der Westseite liegen; ein größerer Bruch existiert dort nicht. Und auch für den südlichsten Kilometer des Tals brauchen wir keinen solchen, nachdem eben gezeigt wurde, wie gut sich hier die einzelnen tektonischen Elemente von einer Talseite auf die andere verfolgen lassen, ohne jede nennenswerte Verschiebung gegeneinander. Damit ist aber auch für das Mittelstück des Tales die Existenz einer irgendwie bedeutenden Verwerfung widerlegt — die ja nicht im Streichen plötzlich auf den Wert Null herabsinken könnte. Man wird vielmehr auch hier — abermals wie bei Fedaja — den Gegensatz zwischen den beiden Talseiten sozusagen ausschließlich auf die sehr rasche Mächtigkeitsabnahme des Marmolatakalks zurückzuführen haben; diese ist ja sowohl an der Punta Sorauta direkt zu beobachten (vgl. p. 24),

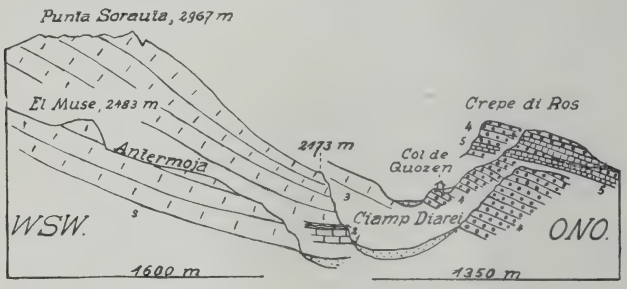


Fig. 10. Längsprofile am Ciamp Diarei, 1 : 25000. — 1. Sarldolomit, 2. Buchensteiner Schichten, 3. Marmolatakalk, 4. Tuffkonglomerate etc., 5. Wengener (bezw. Cassianer) Kalkblockschichten.

als auch im S, wo der Marmolatakalk am Pizzo Guda auch nur mehr ca. 300 m mißt. Und daß die Bänke des Marmolatakalks auch sonst unter die Tuffe der Ostseite einfallen, davon überzeugen seine ostwärts geneigten Platten an der Steilstufe unter Antermoja (vgl. Fig. 10).

7. Der Ombretta-Vernalekamm.

(Vgl. Prof. V Tafel I.)

Die vielfach in sich gefalteten Werfener Schichten, auf denen das Contrinhaus steht, gehören einer Antiklinale an, die, im Bereiche unseres Untersuchungsgebiets flach und wenig entwickelt, gegen W sich stärker ausprägt und zum Contrinpaß in die Höhe steigt. Wir nennen sie die Contrinantiklinale.

Ihr Nordschenkel ist in unserem Gebiet nur schwach angedeutet; es liegt auf ihm der zu der Synklinale III (vgl. p. 50) ziehende Sarldolomit. Dem Südschenkel gehört der gleichalterige Dolomit an, der als steile Felsmauer vom Col

Ombert herabzieht. Wo sie der Weg zum Cirellepaß ersteigt, erscheinen darüber Buchensteiner Kieselkalke in geringer Mächtigkeit; ihrem Ausstreichen ist wohl auch die Existenz der Rasenfläche bei P 2115 und der Schutterrasse, die von dort gegen SO aufwärts zieht, zu verdanken. Das Felswändchen über der letzteren (P 2181) wäre demnach bereits als Marmolatakalk zu betrachten. Er steigt bereits wieder nach S an und zeigt uns, daß wir uns nicht mehr im Südschenkel der Contrinantiklinale befinden, sondern bereits die südlich anschließende Mulde überschritten haben. Da wir die letztere nach keiner Seite verfolgt und mithin kein Urteil über ihre Bedeutung haben, verzichten wir vorläufig darauf, ihr einen Namen zu geben.

Den Sarldolomit des Südschenkels der Contrinantiklinale verfolgen wir gegen NO weiter zum Punkt 2143, am Eingang in die Val Rosalia. Dort liegt er konkordant auf sehr steil S-fallenden Werfener Schichten und unterem Muschelkalk; doch fallen seine höheren Bänke bereits flacher S. Gehen wir von hier aus noch etwas weiter nach O, an die Karstufe, welche die Val Rosalia durchzieht, so beobachten wir einen sehr merkwürdigen Aufschluß.

Wo nämlich der Bach diese Stufe durchbricht, im S unter der Nordwand der westlichen Cima Ombretta, da fallen in der Schlucht schon aus der Entfernung rote Schichten auf. Es sind Werfener, welche etwa 10 m mächtig und enorm verdrückt einen sehr steil S-fallenden Keil bilden. Wir nennen ihn Rosaliakeil. Sein oberes Ende ist sichtbar; unterer Muschelkalk setzt den Keil jedoch noch weiter fort; zwischen ihm und den Werfener Schichten beobachtet man, in Linsen zerrissen, das „Richthofen'sche" Konglomerat. Über dem Muschelkalk liegt auf der Südseite konkordant der gelbe, löcherige Sarldolomit etwa 25 m mächtig; gegen S nimmt er auch hier bald flacheres Gefälle an, wie am Punkt 2143; mit dem dortigen hängt er zweifellos zusammen. Die Buchensteiner Knollen- und Kieselkalke darüber, ca. 15 m mächtig, werden im Hangenden von einer Scherfläche z. T. diskordant abgeschnitten, über der Marmolatakalk, nur mehr flach S-fallend folgt. Er bildet eine ca. 20—30 m hohe Wandstufe. Über ihr zieht den Riesenwänden der Cima Ombretta entlang eine weniger geneigte Terrasse, bedingt durch das Ausstreichen einer mächtigen Quetschzone; das Gestein ist an ihr dermaßen zerrieben, daß es sich in den Händen zu gelbem Schutt und Sand zerbröckeln läßt. — Sehr auffallend sind nun die Verhältnisse auf der Nordseite unseres Keils. Von der vollständigen Schichtfolge der Südseite ist dort nichts vorhanden: die Werfener, höher oben Muschelkalk, liegen unmittelbar einem massigen hellen Kalk an, der sich von Marmolatakalk nicht unterscheiden läßt, dagegen mit dem unmittelbar benachbarten Sarldolomit der Südseite gar keine Ähnlichkeit besitzt; wir betrachten ihn als Marmolatakalk, zumal er mit dem ebenso aufgefaßten Kalk im Kern der Synklinale III (p. 50) in Verbindung steht. Doch ist die Möglichkeit zuzugeben, daß es sich vielleicht doch auch um Sarldolomit handeln könnte — nachdem die lithologische Beschaffenheit für die Zuteilung zum einen oder anderen Schichtglied nicht unbedingt entscheidend ist. — Etwas N von dem Werfener Keil steckt nun in diesem mutmaßlichen Marmolatakalk ein eingepreßter

Fetzen von z. T. gelbrotem, z. T. ganz typischem dunklen unteren Muschelkalk, maximal 1—2 m mächtig; er bildet einen engen Kamin in der oberen Hälfte der hellen Kalkfelsen, steil S-fallend. Aus dem Zusammenhang mit dem Rosaliakeil ist er jedoch vollständig gerissen.

Nach unserer Auffassung ist der Rosaliakeil am besten folgendermaßen zu verstehen: Im Zusammenhang mit dem Vorschub der Marmolatafalten gegen S wurde von dem Kern der sich gleichzeitig aufwölbenden Contrinantiklinale die ganze postskythische Schichtmasse südwärts abgeschoben, so daß schließlich mit der Stirn der tiefsten, der Varosantiklinale die Werfener Schichten des Kerns der Contrinantiklinale in Berührung traten; so konnte schließlich ein Fetzen der letzteren abgeschert und nach oben fast senkrecht in den Marmolatakalk eingebohrt werden. Er liegt heute als Rosaliakeil vor. Er bezeichnet demnach die Grenze zwischen dem Marmolatakalk der Marmolatafalten und dem von der Contrinantiklinale abgeschobenen, welch letzterer die Cime Ombretta und den Sasso Vernale bildet.

Für den Abschub dieses Marmolatakalks von seiner Unterlage gibt es noch unmittelbare Beweise. Auf die diskordante Gleitfläche, die ihn auf der Südseite des Rosaliakeils von den Buchensteinern trennt, wurde bereits hingewiesen. Daß diese als wichtiger Gleithorizont für diese Bewegung eine Rolle spielten, ist von vornherein anzunehmen. Aufgeschlossen sind sie freilich (abgesehen von der obenerwähnten Stelle bei P. 2115, südöstlich vom Contrinhaus, die in mechanischer Hinsicht nichts zeigt) erst wieder südlich vom Ende des Sasso Vernale-Westgrats, über dem Weg zum Cirellepaß bei P. 2443. Man sieht dort typische Buchensteiner Knollenkalke in Lagen von einigen Metern Mächtigkeit mit ganz grobklotzigen Kalkbänken vom Charakter des Marmolatakalks wechseln. Sie fallen ebenso wie der nördlich und südlich einschließende Marmolatakalk ziemlich steil N, legen sich aber gegen unten flacher. Zunächst denkt man an rein stratigraphische Wechsellagerung. Sieht man aber, daß eine der hellen Kalkbänke gegen unten zwischen den Buchensteinern abreißt, und weiter wie diese hier in sich gestaucht sind, so wird die Annahme wahrscheinlich, daß sie hier zwischen die Bänke des diskordant darübergeschleiften Marmolatakalks von unten her eingeschleppt worden sind.

Aber der Buchensteiner Gleithorizont ist nicht der einzige, der für diese Bewegung in Betracht kam. Es wurde bereits oben

erwähnt (p. 61), daß auf der Südseite des Rosaliakeils eine Zertrümmerungszone zwischen der untersten Bank des Marmolatakalks und dessen Hauptmasse verläuft. Dieselbe setzt nach S als Schutterrasse unter den Wänden der Cima Ombretta fort, die sich erst auf deren SW-Seite mit dem mutmaßlich die Buchensteiner verdeckenden Schuttfeld vereinigt. Und diese Quetschzone ist es nun, welche die Diskordanz bezeichnet zwischen den durchgängig mehr oder minder steil N-fallenden Platten der Cima Ombretta und den viel flacher geneigten Schichten der Unterlage. Letztere bilden die obenerwähnte (p. 61) kleine Mulde; auch jene unterste Bank des Marmolatakalks beteiligt sich noch an dieser — nicht mehr aber dessen Hauptmasse, die an unserer Quetschzone von der Unterlage abgeschert ist.

Salomon ist bereits die riesige Mächtigkeit des Marmolatakalks im Ombretta-Cirellegebiet aufgefallen; und er hat die Vermutung geäußert, daß dieselbe durch eine noch unbekannte tektonische Störung bedingt sei[1]. Wir haben nach einer solchen gesucht, aber ohne sicheres positives Ergebnis. Feststellen läßt sich nur, daß das erwähnte ziemlich steile Nordfallen von der Cima Ombretta bis auf die Südseite des Sasso Vernale anhält, während weiter südlich, in der Cima Ombrettola, Sasso di Valfredda etc. das N-Gefälle erheblich flacher ist; und dazwischen, über den Passo Ombrettola, verläuft eine breite Zone recht starker Gesteinszertrümmerung, welche jegliche Schichtung unkenntlich gemacht hat — ohne daß jedoch irgend eine einheitlich durchsetzende Dislokationsfläche zu erkennen wäre (nur schematisch dargestellt in Profil V, Taf. I). Dagegen ist eine solche vorhanden in der unteren Val Ombrettola. Dort steckt konkordant zwischen den steilstehenden Kalkplatten der Cima Ombretta einerseits, des Monte Fop anderseits ein 60—80 m mächtiger Keil von Tuffkonglomerat, das ebenso wie jenes am Ombrettapaß nicht als Gang aufzufassen ist, sondern als normale Bedeckung des Marmolatakalks, und zwar des Monte Fop. Es streicht NO; gegen SW findet es bald ein Ende, über dessen Art leider die Moränendecke einen Schleier breitet. Von der Ombrettamulde trennt ihn nur der Schuttboden von Val Ombretta; und es kann keinem Zweifel unterliegen, daß dieser Ombrettolakeil, wie wir ihn nennen wollen, nur ein ab-

[1] Salomon, Marmolata, a. a. O. p. 73.

gesplitterter Seitenzweig von jener ist. Wahrscheinlich klingt die ihn bedingende Dislokation gegen SW im Marmolatakalk aus, indem sie sich zersplittert; so kann man es sich erklären, daß am Passo Ombrettola keine solche mehr nachzuweisen, während doch vielleicht der Gesamtbetrag der auf viele kleine Verschiebungsflächen verteilten Bewegung innerhalb des Marmolatakalks auch dort noch nicht ganz unerheblich ist.

8. Die südöstliche Marmolatagruppe.

Steil steigen die Marmolatakalkplatten des Monte Fop gegen S in die Höhe, den einheitlichen Südrand der Ombrettamulde und des eben genannten Ombrettolakeils bildend. Gegen S aber legen sich die Schichten bald flacher (gut zu sehen auf der SO-Seite des

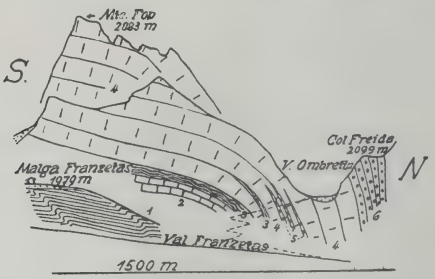


Fig. 11. Profil des Monte Fop, 1 : 20000. — 1. Werfener Schichten, 2. Sarldolomit, 3. Buchensteiner Schichten, 4. Marmolatakalk, 5. Tuffkeile darin, 6. Tuffkonglomerate der Ombrettasynklinale.

Monte Fop); und darunter kommen ältere Schichten bis Werfener einschließlich in Val Franzetas[1] zum Vorschein (Fig. 11). Sie bilden die weitgespannte Antiklinale von Franzetas, deren Scheitel etwa ONO von dem in die Werfener eingesenkten Passo di Forca rossa zur Forcella di Franzetas verlaufen dürfte. Die Kalkpyramiden der Cime dell' Auta und des Col Becher gehören jedenfalls schon dem Südflügel dieser Antiklinale an — vielleicht auch einer sich südlich daranschließenden Mulde; denn hier hat sich — besonders auffällig am Col Becher — die Werfener Obergrenze bereits wieder gesenkt.

Auf der Nordseite de Cime dell'Auta beobachtet man deutlich eine dünngebankte Kalkpartie, welche einen unteren massigen bräunlich verwitternden

[1] Sprich Franzetàs (Ton auf dem a!).

Klotz von der Hauptmasse des Kalkes darüber scheidet. Wir konnten diese Stelle nicht besuchen; allein es scheint uns zweifellos, daß die erstere die Fortsetzung des vom Passo di Col Becher herabziehenden Buchensteiner Schichten enthält. Weiter N bis zur Forcella di Franzetas sind diese nur mehr durch ein Grasband angedeutet, zwischen den beiden massigen Kalkablagerungen; auch auf der Ostseite jener Gratlücke fanden wir höchstens Anklänge an Buchensteiner Fazies im einheitlichen Kalk, die für die Tektonik nicht zu verwerten waren. Aber auf der Nordseite der Forcella sieht man gebankte Kalke, wohl der Basis des Marmolatakalks angehörig, steil hinabziehen, um tiefer unten zu flachem N-Fallen umzubiegen. Sie zeigen, daß wir uns hier bereits im Nordschenkel des Franzetasgewölbes befinden; diesem gehören weiterhin die nach N zur Ombrettamulde abfallenden Platten des Monte Chegalis und Col di Lastei an, die den Monte Fop — wenn auch mit geringerem Neigungsmittel — gegen O fortsetzen. Beim Abstieg auf der Ostseite des Col di Lastei trafen wir im Walde wieder Buchensteiner Knollenkalk, O—W-streichend in steiler Stellung. Seine sichere tektonische Deutung wird unmöglich gemacht durch die Isoliertheit des Aufschlusses; doch vermuten wir, daß es sich um eine kleine Detailfaltung oder -Schuppung an der Basis des Marmolatakalks handelt.

Vielleicht ist sie aber auch in Zusammenhang zu bringen mit einer etwas größeren Störung östlich der Malga Franzei. Dort besteht der Gratbuckel Viei aus Tuffkonglomerat, das auch südlich am Rücken gegen den Monte Alto hinaufzieht — hier mit feinen Tuffsedimenten an der Basis. Im N aber grenzt daran mit steiler Aufschiebungsfläche der Marmolatakalk des Col di Lastei (vgl. Fig. 12). Es handelt sich um eine kleine Synklinale — Viei-mulde, welche das Franzetasgewölbe im Scheitel spaltet. Aber ihre Bedeutung ist gering, auch ihre streichende Erstreckung: auf der Ostseite der Val Franzei ist sie — infolge von rascher Erniedrigung des nördlichen Zweigsattels — vollständig ausgeklungen: die Tuffe der Pongoi delle Fontane liegen ganz regelmäßig auf dem mäßig N-fallenden Marmolatakalk, den man als niedrige Stufe unter den düsteren Wänden des genannten Berges längs dem ganzen Talboden von Val Franzei durchziehen sieht.

Weiter südlich durchzieht noch eine zweite bemerkenswerte Dislokation die Berge auf der Westseite dieses Tales. Schon Mojsisovics hat beobachtet, daß an dem Grat zwischen Cime dell' Auta und Forcella del Negher der Marmolatakalk zungenförmig in die „Augitporphyrlaven" (richtiger Tuffsedimente) eingreift; er glaubte darin eine primäre Verzahnung des „Riffs" mit seiner heteropischen Umgebung zu sehen[1]. Daß diese Deutung nicht zu-

[1] Mojsisovics, Dolomitriffe, a. a. O. p. 350.

trifft, zeigen die Verhältnisse am Lago di Franzei (vgl. Fig. 12). Hier beobachtet man schon aus der Ferne, daß die flach südlich geneigten Kalkbänke des Monte Alto von der Grenze gegen die liegen-

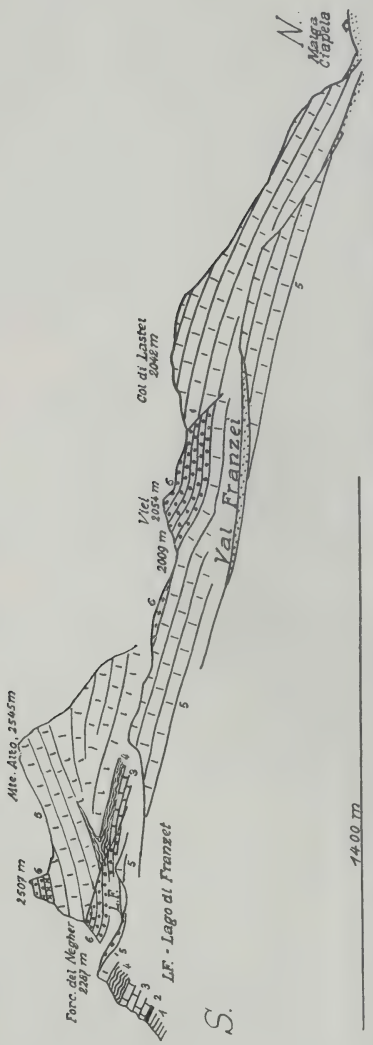


Fig. 12. Profile durch die Berge zwischen Val Franzei und Val Franzetas, 1 : 12500 ca.

1. Werfener Schichten, 2. Unterer Muschelkalk, 3. Sarldolomit, 4. Buchensteiner Schichten, 5. Marmolatakalk, 6. Tuffkonglomerate etc.

den Tuffe diskordant abgeschnitten werden. Untersucht man nun die Grenze genauer, so erkennt man eine glatte, mit etwa 45° gegen SW einfallende Scherfläche, die auch die Tuffe diskordant abschneidet. Oberhalb von dem (nur bei Hochwasser-

stand in Funktion stehenden) Abfluß des Sees aber sieht man unter dem Marmolatakalk dünnbankige Kalke erscheinen, wie sie sich meist an seiner Untergrenze einstellen; und tatsächlich stehen sie gegen abwärts mit typischen Buchensteiner Knollenkalken in Verbindung, die ihrerseits wieder auf Sarldolomit aufliegen. Und dieser letztere ist, wie in der Val Miniera (am Weg unter der Stufe unter dem Lago di Franzei) deutlich zu sehen ist, auch noch auf Tuffsandsteine aufgeschoben, die in der unmittelbaren Nähe des Kontakts stark verdrückt und gestaucht sind; ein grobes Tuffkonglomerat einige Meter tiefer hat jedoch schon nicht mehr gelitten.

Weiter folgt diese Franzei-Überschiebung, wie wir sie nennen wollen, vermutlich dem geradlinig gegen NO hinabziehenden Graben der Val Miniera. Da aber die Tuffe im liegenden Flügel bald auskeilen, und ebenso im hangenden der Sarldolomit verschwindet (obendrein ist dessen genaue Nordgrenze nicht feststellbar, da die z. T. heftig in sich gefalteten Buchensteiner Schichten gegen N — vielleicht tektonisch? — aussetzen), so kommt Marmolatakalk auf Marmolatakalk zu liegen und es wird die Erkennung der Überschiebung unmöglich. Die Ostseite der Val Franzei erreicht sie jedenfalls nicht mehr: die Kalk-Tuffgrenze dortselbst läßt keine Störung mehr wahrnehmen. — Wie weit gegen SW die Überschiebung noch unter den Südwänden der Cime dell' Auta weiter verfolgt werden kann, entzieht sich unserer Kenntnis. Jedenfalls aber ist auch sie nur von lokaler Bedeutung, wie ihr rasches Ausklingen gegen NO zeigt.

Von ganz anderer Art als diese Schuppentektonik der Marmolatakalkplatte ist der Bau der Unterlage aus Werfener Schichten und *Bellerophon*-Kalk, die auf dem ganzen Südflügel bis hinab zum Bioistal die Oberfläche bilden. Wir kennen diese Gegend zwar nur von einigen flüchtigen Durchquerungen her; allein die Aufschlüsse an den riesigen Steilanrissen der „Marmolade" u. a. und in den tief eingesägten Schluchten sind vielfach so glänzend, daß gleichwohl über den Gesamtstil und -Plan ein Urteil möglich ist. Ohne auf Einzelheiten einzugehen, möchten wir unsere Beobachtungen dahin zusammenfassen: Von Brüchen, wie sie Mojsisovics hier annahm[1], um das Auftreten des *Bellerophon*-Kalks zu erklären, ist

[1] Mojsisovis, Dolomitriffe, a. a. O. p. 347.

auch nicht im entferntesten die Rede; vielmehr zeigt das dünnschichtige Material die prachtvollsten, stetigen Falten, die wir aus dem Bereiche der Südalpen überhaupt kennen. Mehrfach sind solche ja schon in der Geländezeichnung der AV.-Karte trefflich zum Ausdruck gebracht. Im ganzen lassen sich zwei große Antiklinalzonen verfolgen, aus *Bellerophon*-Kalk, mit Gips und Rauhwacken; beide sind wieder vielfach in sich gefaltet. Sie streichen ungefähr OW und lassen kein wesentliches Überliegen, weder nach S noch nach N, erkennen. Gegen W scheinen sie ziemlich rasch abzuklingen.

Wir möchten vermuten, daß die einst über dem Bioistal gelegenen höheren Triasschichten einen ähnlichen Bau aus Schuppen und liegenden Falten besessen haben, wie ihn heute Val di Contrin und Ombretta zeigen; denn eine solch enge Zusammenfaltung ist nicht denkbar ohne (wenigstens teilweise) Ablösung und selbständige Bewegung der hangenden Schichten.

VI. Ergebnisse.

Dreierlei Art sind die Erscheinungen, welche zusammenwirken mußten, damit die heutigen komplizierten Lagerungsverhältnisse im Marmolatagebiet — und darüber hinaus in großen Teilen der Südalpen überhaupt — zur Entstehung kamen. Es handelt sich erstens um durch die ursprünglichen Absatzverhältnisse bedingte Komplikationen der Fazies. Dazu treten zweitens die vulkanischen Vorgänge der Triaszeit, und drittens die im engeren Sinne tektonischen: die alpinen Gebirgsbewegungen.

An keiner der drei Gruppen von Erscheinungen darf eine Erklärung der Lagerungsverhältnisse vorbeigehen: aber auch keiner darf sie ein ungebührliches Gewicht beilegen, sofern sie nicht einseitig ausfallen will. Wir hoffen, daß es uns einigermaßen gelungen ist, eine jede nach Gebühr zu berücksichtigen.

Was zunächst die Faziesverhältnisse betrifft, so konnten wir uns hier im wesentlichen dem Standpunkt Salomon's anschließen, der den Fazieswechsel in der ladinischen Stufe anerkennt, als in der Hauptsache selbst durch die vulkanischen Ereignisse bedingt

erklärt — die Übertreibungen der „Rifftheorie" im alten Sinne aber zurückweist.

Daß die zweite Gruppe, die vulkanischen Vorgänge, eine Rolle gespielt hat, ist ebenfalls schon eine alte Erkenntnis; allein trotzdem ist ihre Bedeutung, wenigstens in unserem engeren Gebiete, bisher nie richtig beurteilt worden. Speziell das merkwürdigste ihrer Produkte: die im Tuff schwimmenden Riesenblöcke und Schollen verschiedenartiger Sedimente mußten sich die verschiedensten Mißdeutungen, namentlich tektonischer Art, gefallen lassen — wenn auch verschiedene Forscher: Ogilvie, W. Penck, Weller gelegentlich nahe an der Wahrheit vorbeigegangen sind. Wir hoffen mit unserer Deutung dem Verständnis dieser Gebilde wesentlich näher gekommen zu sein: nicht tektonische Zerstückelung und Injektion der Bewegungsspalten hat sie geschaffen, sondern gewaltige vulkanische Explosionen haben magmatisches Material mit dem zertrümmerten Nebengestein gemischt und auch oft riesenhafte Schollen des letzteren den solcherart entstandenen Breccien einverleibt. Alle beobachteten Erscheinungen lassen sich dieser Deutung ohne Mühe einordnen — wenn auch freilich nicht verschwiegen werden soll, daß die Größe der Vorgänge dem Verständnis teilweise Schwierigkeiten macht.

Die dritte Gruppe von Erscheinungen endlich, die im engeren Sinne tektonischen, sind in ihrer Bedeutung für unser eigentliches Untersuchungsgebiet zuerst von Salomon, für weitere Bereiche der westlichen Dolomiten von M. Ogilvie erkannt worden — erkannt und doch z. T. ihrem Wesen nach verkannt, insofern als beide nur mit Bewegungen starrer Schollen rechneten und die letztgenannte das Ausmaß derselben wenigstens zeitweilig gewaltig übertrieb und sozusagen alle Komplikationen tektonisch zu deuten bestrebt war.

Unsere Beobachtungen lassen bezüglich dieser tektonischen Erscheinungen s. str. eine Reihe von allgemeineren Feststellungen zu, die ja wohl zunächst nur für das engere Gebiet gelten, in dem sie gewonnen wurden. Immerhin scheint uns ihre Verallgemeinerung auf weitere uns bekannte Strecken der westlichen Dolomiten zulässig.

Die erste betrifft den tektonischen Stil. Zu unserer eigenen großen Überraschung hat sich ergeben, daß dieser weit-

ausstetiger[1] ist, als dies nach allen bisherigen Darstellungen den Anschein hatte. Nicht Brüche, sondern Faltung[2] ist der bestimmende Grundzug der Tektonik. Das zeigen nicht nur die leicht faltbaren Schichtglieder: *Bellerophon*-Kalk, Werfener, Buchensteiner und Wengener Schichten überall in vollkommenster Weise, sondern selbst der steife Marmolatakalk macht Verbiegungen mit, wie man sie ihm zunächst gar nicht zutrauen möchte: und zwar nicht nur solche von großem Radius, wie die Fedajamulde, sondern auch scharfe Falten, wie jene am Ombrettapaß. Daß dabei sekundäre Unstetigkeitsflächen vielfach eine Rolle spielen, ist selbstverständlich; und als solche sind auch die Überschiebungen zu betrachten, die teilweise auf den ersten Blick den maßgebenden Zug der Tektonik darzustellen scheinen. Tatsächlich sind sie aufzufassen als andersartige Anpassung eines steiferen Materials an die durch die Faltung bewirkte Raumverengerung — eine Anpassung, die teilweise in erkennbarer Weise nur gerade dort zur Erscheinung kommt — Marmolataüberschiebung! (vgl. p. 47 f.) —, wo die Faltung besondere Intensität erreicht.

Überhaupt scheint Stockwerksfaltung, durch die Materialverschiedenheit bedingt, ein wesentlicher Zug der Dolomitentektonik zu sein[3] — wenn wir auch freilich die verschiedenen Stockwerke heute zumeist — infolge ungleicher Abtragung — nicht über-, sondern nebeneinander beobachten. Über den stetigen Falten des *Bellerophon*-Kalkes und der Untertrias die Überschiebungs- und Schuppungszonen des Marmolatakalks; in den Wengen-Cassianer Mergeln wieder stetige Faltung, im Schlerndolomit (soweit darüber vorhanden) wiederum Ablösung und Überschiebung; endlich die Obertrias mit den Jura- und Kreidegesteinen als oberstes Stockwerk, wieder mit schönen Falten, wie sie die Sella- und Puezgruppe zeigen — diese „Gipfelfaltungen" verlieren auf diese Weise den Charakter einer merkwürdigen Ausnahmserscheinung und werden ein normales und leicht verständliches Glied in dem Bau der Dolo-

[1] B. Sander, a. a. O.

[2] Daß diese Feststellung nicht etwa offene Türen einrennt, zeigt z. B. ein Blick auf die Übersichtskarte von M. Ogilvie-Gordon (a. a. O. 1910. Taf. XII) mit ihren weithin streichenden Verwerfungen, die in der Natur auf sehr bescheidene Andeutungen zusammenschrumpfen.

[3] Vgl. R. Schwinner, Dinariden und Alpen. Geol. Rundschau. **6**. 1915. p. 2.

miten, wie ihn der Zusammenschub geschaffen hat. Freilich muß dieser eine gewisse Intensität erreichen, damit eine solche Zerlegung in Stockwerke Platz greifen kann: die weitgespannten Falten, wie sie große Teile der Dolomiten beherrschen (in unserem Falle z. B. die Gegend Buchenstein—Fedaja), ergreifen ebenso einheitlich — von kleineren Unregelmäßigkeiten abgesehen — die ganze Schichtfolge, wie vereinzelt auftretende größere Schubflächen (Suganer oder Villnösser „Linie") sie einheitlich durchschneiden können.

Die auch steifere Schichtglieder z. T. ergreifende stetige Faltung in dem tiefsten Stockwerk der Marmolata verliert das Erstaunliche, wenn wir uns die Belastung vergegenwärtigen, unter der sie zustande kam. Noch heute liegen auf jenen Falten gegen 1000 m Marmolatakalk. Sie sind aber erst ein Teil der ladinischen Stufe. Wir würden nun freilich in einen Fehler verfallen, wenn wir, um deren Mächtigkeit zu berechnen, die etwa 1000 m Tuffe, die rings um das Marmolatagebiet entwickelt sind, weiter ebensoviel Wengen-Cassianer Mergel, Kalke und (Cassianer) Schlerndolomit hinzuaddieren wollten. Aber daß auch im Bereich seiner größten Mächtigkeit auf dem Marmolatakalk noch Tuffe liegen, ist sicher (vgl. p. 22); und wir werden folglich die ladinische Stufe mit 1500 m kaum überschätzen (nördlich der Fedajasenke dürfte ihre Mächtigkeit eher noch größer sein!). Die jüngeren Schichten: Raibler, Hauptdolomit, sowie Lias, Jura und Neocom sind in der benachbarten Sella- und Puezgruppe nicht allzumächtig: etwa 6—700 m insgesamt. Dazu kommt vielleicht noch ein gänzlich unbestimmbarer Anteil an Oberkreide und Alttertiär (freilich vielleicht jünger als ein Teil der Tektonik und Erosion!). Alles in allem dürfen wir somit die Belastung, unter der die Falten des Contrin-Ombrettagebietes geprägt wurden, auf etwa 2—2½ km Gestein veranschlagen (wobei die durch die Bewegungen selbst geschaffene Verstärkung — durch tektonische Wiederholung — nicht berücksichtigt ist).

Vergegenwärtigen wir uns, daß in den nördlichen Kalkalpen nach Ampferer[1] eine maximale Bedeckung von 3 km genügt hat, damit die tektonischen Kräfte all jene komplizierten Verfaltungen und Verknetungen, z. T. auch weitgehende Durchbiegungen spröder

[1] Ampferer, Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, 1. Fortsetzung. Jahrb. d. Geol. B. A., Wien 1924.

Gesteine schaffen konnten, so wird uns nicht mehr überraschen, wozu die für das Marmolatagebiet errechnete, nicht viel kleinere Belastung genügt hat: für die teilweise Einbeziehung auch spröder Gesteine in stetige Falten (wenn auch unter innerer Zertrümmerung), für die teilweise Verflaserung solcher Gesteine zu Gleitlinsen (Marmolatakalk am Ombrettapaß; vgl. p. 53); für die stetige Faltung von Werfener Schichten etc. war sie ja wohl viel mehr als ausreichend. Dagegen hat sie n i c h t genügt für eine Verwischung der Materialunterschiede, für eine stetige Durchbewegung spröder Gesteine oder gar für eine Ummineralisation (von der sich nirgends auch nur Anfänge finden). Alles das bleibt vorbehalten einer Umprägung unter einer Gesteinsdecke von ganz anderer Größenordnung, wie sie sich nur in zentralalpinen (vor allem penninischen) Gebieten verwirklicht findet.

Für die Kategorie von Lagerungsstörungen, die in der alten Dolomitengeologie sozusagen allein anerkannt war: die echten B r ü c h e, bleibt tatsächlich nur eine äußerst bescheidene Rolle übrig — eine viel bescheidenere, als sie auch in manchen modernen Arbeiten, z. B. von Ogilvie oder W. Penck, noch spielen. Nicht daß ihre Zahl selbst gering wäre; im Gegenteil: die geradlinig verlaufenden Rinnen, Schluchten und Kamine, welche die Steilgehänge der Kalk- und Dolomitberge furchen, die tiefen Scharten, welche ihre Grate in Zinnen und Türme auflösen — sie alle sind fast ausnahmslos durch mehr oder minder steilstehende Bruchflächen bedingt (soweit nicht Eruptivgänge ihre Rolle übernehmen, wie das besonders in der südwestlichen Marmolatagruppe der Fall ist — ebenso im Latemargebirge u. a.). Geradezu zerhackt sind die Berge oft von solchen Brüchen, wie das in der naturgetreuen Felszeichnung der Ägerter'schen Karten herrlich zum Ausdruck kommt; auch über die Hochflächen z. B. des Sella- oder Schlernplateaus lassen sie sich oft als deutliche Furchen hinwegverfolgen. Aber das Ausmaß der an diesen Bruchflächen erfolgten Verschiebungen ist zumeist ein verschwindendes — so verschwindend, daß es in keiner Karte mehr wiedergegeben werden kann ohne maßlose Übertreibung. Selten geht es über Beträge von wenigen Metern hinaus. All die größeren Verwerfungen, welche frühere Autoren in unserem Gebiete annahmen, z. B. der Contrinbruch, haben sich als nicht vorhanden erwiesen (natürlich soweit es sich nicht um Überschiebungen handelt!). Die wirklich vorhandenen kleinen aber sind hier

wie in den meisten Gebieten der Alpen nichts als ein untergeordnetes Beiwerk der Tektonik[1].

Man kann sich fragen, ob dieses Beiwerk als Ausdruck einer unvollkommenen Anpassung an die Faltung in so spröden Gesteinen wie Marmolatakalk und Schlerndolomit zu deuten ist — ob es mithin gleichzeitig mit der Faltung entstanden, oder ob es einer späteren, nur mehr verwerfenden tektonischen Phase zuzuschreiben ist. Die Frage fällt z. T. zusammen mit der anderen, ob die Bewegungen an den Bruchflächen vorwiegend in horizontaler Richtung[2] oder im wesentlichen in vertikaler erfolgt sind. Wir haben zwar gelegentlich horizontale Rutschstreifen gesehen, halten diese Beobachtung jedoch für die Beantwortung der gestellten Fragen noch nicht für ausreichend.

Eine weitere Feststellung, die sich aus unseren Beobachtungen ableiten läßt, betrifft die Richtung der erfolgten Bewegungen. Wie die tektonische Skizze (Fig. 13) zeigt, streichen alle tektonischen Elemente mit geringen Abweichungen O—W oder ONO bis NO. Ob der auffällig scharfen Trennung dieser beiden Richtungen, die in der Kartenskizze zum Ausdruck kommt — man vergleiche die Ablösung des Ornella- vom Belvederesattel, das analoge Verhalten der Franzetas- zur Uomoantiklinale; auch den Verlauf der Forcaüberschiebung, zu der möglicherweise (?) der Ombrettakeil eine südwestliche, durch Marmolatagewölbe und Ombrettamulde abgetrennte Fortsetzung darstellt[3], ob dieser Trennung der beiden Richtungen eine tiefere Bedeutung zukommt, wird sich dann erst entscheiden lassen, wenn ein größeres Gebiet daraufhin untersucht sein wird. Vorläufig können wir als Ergebnis festhalten: alle Bewegungen im Marmolatagebiet sind von N nach S, bzw. NW nach SO erfolgt.

Für das Vorkommen abweichender Bewegungsrichtungen fanden sich keine Anhaltspunkte. Das ändert sich aber schon in

[1] Dies Ergebnis möchten wir zwar für größere Gebiete der Dolomiten als gültig ansehen; vor einer unbedingten Verallgemeinerung warnen jedoch die bedeutenden Brüche in der Umgebung von Predazzo, von deren Existenz sich der eine von uns unter der liebenswürdigen Führung von S. Vardabasso überzeugen konnte.

[2] Wie das Salomon (Marmolata, a. a. O. p. 76) annimmt.

[3] Diese Möglichkeit erkannten wir erst während der Ausarbeitung unserer Beobachtungen; die zum tatsächlichen Nachweis erforderlichen Begehungen konnten wir mithin nicht mehr vornehmen.

naher Nachbarschaft, wo die Langkofelüberschiebung nach unseren Beobachtungen wahrscheinlich gegen NO erfolgt ist, während die „Gipfelfalten" der Sella gegen WSW, der Puezgruppe gegen SW

Fig. 13. Tektonische Skizze des Marmolatagebiets, 1 : 100 000.

Erklärung:

1. Pordoisynklinale
2. Belvedere-Antiklinale,
3. Antiklinale } von Ornella,
4. Synklinale }
5. Fedaja-Synklinale bezw. (hypothetisch!) Überschiebung,
6. Marmolata-Antiklinale bezw. Überschiebung,
7. Tuffdurchbruch-Antiklinale,
8. Varos-Antiklinale,
9. Contrin-Antiklinale,
10. Ombretta-Synklinale
11. Forca-Überschiebung,
12. Ombrettola-Keil,
13. Franzetas-Antiklinale,
14. Viei-Überschiebung,
15. Franzei-Überschiebung,
16. Uomo-Antiklinale.

NB. Die Synklinalen zwischen 6—9 (I—III im Text) sind aus Deutlichkeitsrücksichten fortgelassen.

Abkürzungen: CO Cima Ombretta (orientale, 3014 m).
PG Pizzo Guda.
PS Pizzo Sorauta.
SV Sasso di Valfredda.

schauen; weiterhin schließt sich die N-gerichtete Villnösser Überschiebung[1] an. Im oberen Enneberg endlich existiert eine ganze Reihe von Überschiebungen, mit Bewegung teils gegen N, teils gegen S, teils wohl auch gegen W, soweit das unsere bisherigen

[1] M. Cornelius-Furlani, Zur Kenntnis der Villnösser Linie. Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1924. p. 125.

— jedoch noch nicht vollständigen — Beobachtungen erkennen lassen. Man wird aus diesen verschieden gerichteten Bewegungen das Fehlen eines einheitlichen Bewegungsbildes herauslesen. Tatsächlich handelt es sich wohl um eine Übereinanderprägung altersverschiedener und verschieden gerichteter Bewegungen[1]. Doch gelang es in unserem engeren Untersuchungsgebiet nicht, solche mit Sicherheit festzustellen.

Endlich können wir ein Ergebnis verzeichnen bezüglich des Ausmaßes der tektonischen Bewegungen: dasselbe ist im Marmolatagebiet ausnahmslos gering. Das ergibt sich aus der geringen streichenden Erstreckung sämtlicher Überschiebungen, bzw. ihrer Ersetzung im Streichen durch zunächst überliegende, weiterhin aufrecht stehende Falten, wie dies von der größten, der Marmolataüberschiebung ausführlich geschildert wurde (p. 52 f.). Diese letztere hat nie über den Ombrettapaß nach S hinausgereicht; da sie auch im W, wo sie Val di Contrin quert, in eine stehende Falte übergeht und auf der ganzen Zwischenstrecke das Faltenstreichen ungefähr WNW, dem heutigen Ausstreichen der Überschiebung parallel ist, können wir bestimmt sagen: ihre Förderlänge geht auch an der Stelle ihres Maximalbetrags kaum über einige hundert Meter, sicher nicht über 1 km hinaus. Analoges gilt von den anderen von uns beobachteten Überschiebungen.

Eine Deckengrenze ist die Marmolataüberschiebung somit nicht; ebensowenig gibt es sonst eine solche in dieser Gegend. Insbesondere muß der Versuch, auf Grund der Faziesverhältnisse eine Zerlegung der westlichen Dolomiten in Decken vorzunehmen, als grundsätzlich verfehlt bezeichnet werden[2]. Die mehrfach wirklich zu beobachtenden Faziesverknüpfungen reden eine ebenso deutliche Sprache dagegen wie das vollständige Fehlen aller mechanischen Begleiterscheinungen (von lokalen Erscheinungen abgesehen!) auf den anzunehmenden Schubflächen — man müßte denn harmlose sedimentäre und vulkanische Breccien als tektonischer Entstehung mißdeuten.

[1] Ähnlich wie das in den östlichen Südalpen nach Winkler (Mitt. Geol. Ges. Wien 1924) der Fall ist.

[2] Den Vorwurf einer grundsätzlichen Gegnerschaft gegen große und größte Überschiebungen brauchen wir, in Anbetracht unserer anderweitigen Arbeiten, wohl nicht zu fürchten!

Was wir sehen, ist vielmehr ausschließlich lokale Faltung an Ort und Stelle, mit der durch die Materialverschiedenheiten bedingten Bildung verschiedenartig bewegter Stockwerke.

Über das Alter dieser Tektonik erlauben unsere Beobachtungen keine bestimmte Aussage. Es ist möglich, sogar wahrscheinlich, daß ihre Entstehung sich über verschiedene Phasen der Alpenfaltung verteilt. Es ist auch möglich, daß noch sehr junge daran beteiligt waren. Als Anhaltspunkt in dieser Richtung könnte man die große Erhebung des Marmolatagebirges deuten, dessen schneiden- und pyramidenförmige Gipfel höchstens noch winzige Reste (Gipfelplateau der Punta di Penia) der (vermutlich) miocänen Einebnungsfläche zeigen, während diese doch im benachbarten Sellaplateau um mehrere hundert Meter tiefer liegt. Dort ist sie wohl erhalten; und es läge nahe, ihre größere Höhenlage und starke Zerschneidung im Marmolatagebiet als Folge einer nachträglichen Aufwölbung zu betrachten. Doch mahnen zur Vorsicht die beträchtlichen Höhenunterschiede, die auf dieser Einebnungsfläche wohl niemals ganz ausgeglichen worden waren — wie gerade das Sellaplaetau mit der darüber aufragenden — sicher nicht infolge späterer Aufbiegung! — Boèspitze zeigt.

So wollen wir lieber eine Auswertung der Morphologie für die Tektonik der Zukunft überlassen — zumal für eine Anwendung der Methode, wie sie Schwinner[1] in den Suganer Bergen zu schönen Erfolgen geführt hat, eine lückenlose genaue Kenntnis der Talsysteme von ihrem Austritt aus dem Gebirge aufwärts Vorbedingung ist —, eine Kenntnis, die uns bis heute noch abgeht.

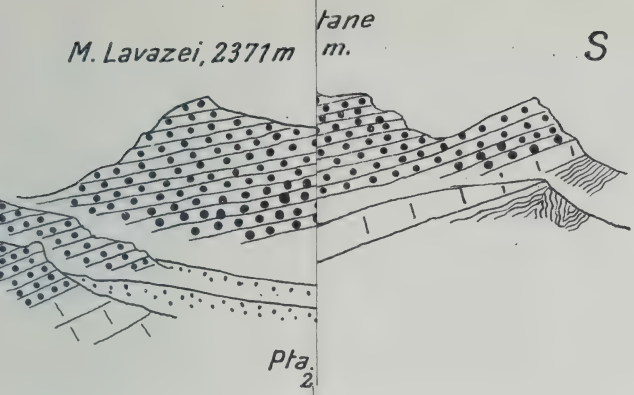
Wien, Neujahr 1926.

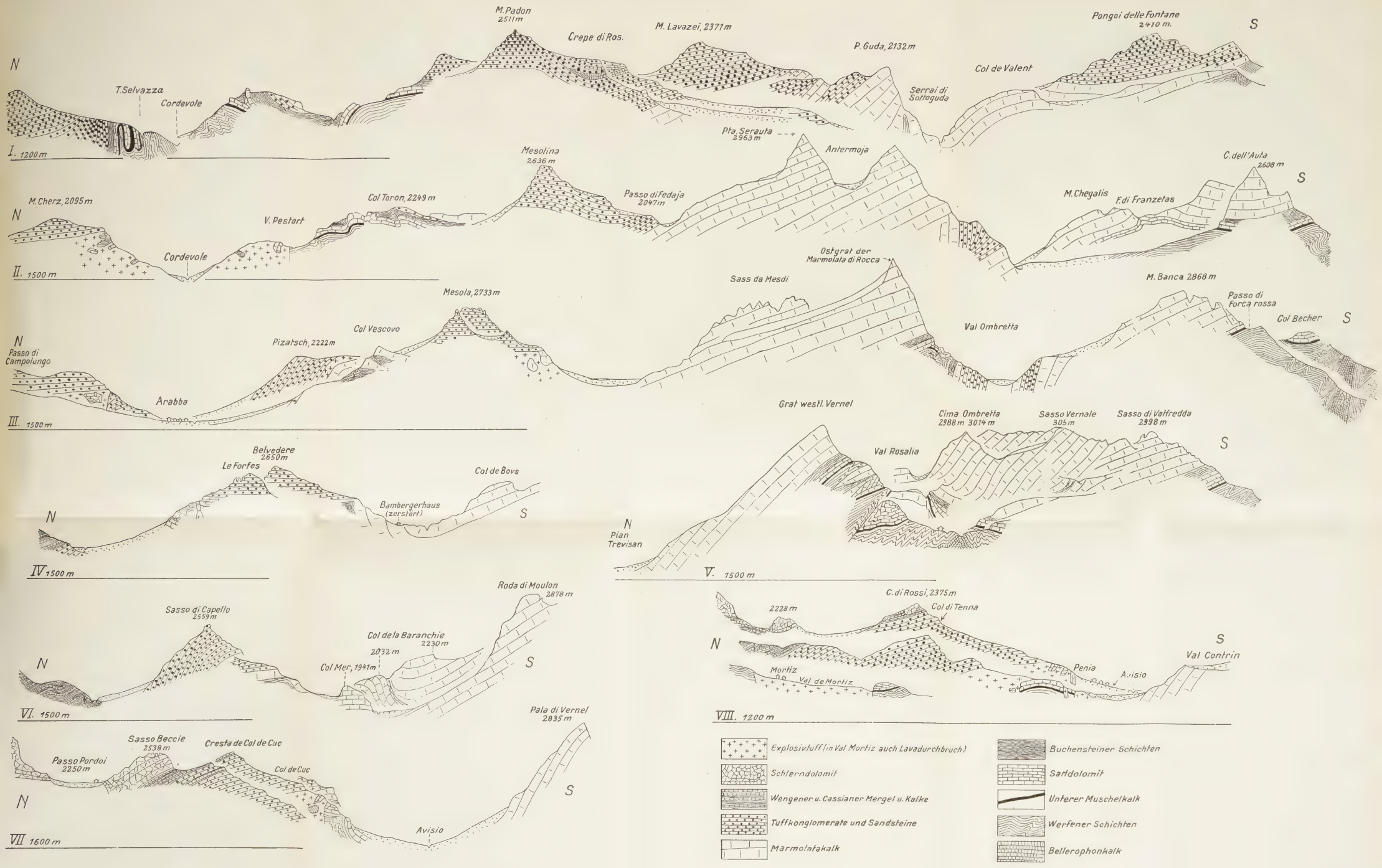
Inhaltsübersicht.

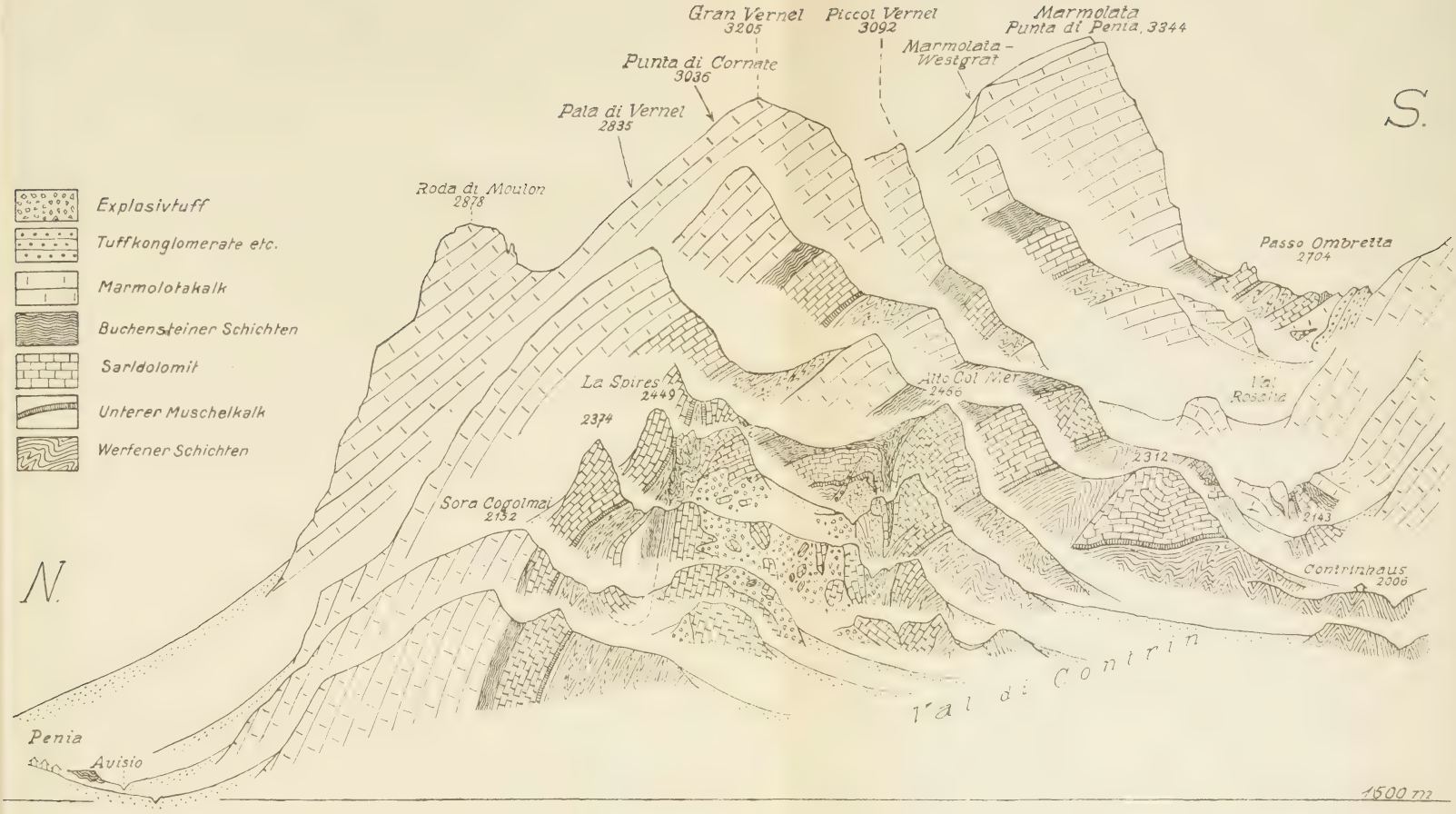
Seite

I. Zur Einführung 1
II. Überblick über die Schichtfolge 3
III. Die vulkanischen Bildungen der Ladinischen Stufe und ihre Lagerung 9
1. Die Explosivtuffe 9
2. Die Sedimentärtuffe 16
3. Lavadurchbrüche 18
4. Zur Geschichte der vulkanischen Tätigkeit 20

[1] R. Schwinner, Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganergebietes. Ostalp. Formenstudien III/2. 1923.


M. Lavazei, 2371 m
S


M. Padon 2511 m
Crepe di Ros.
M. Lavazei, 2371 m
P. Guda, 2132 m
Pongoi delle Fontane 2410 m.
S
N
T. Selvazza
Cordevole
Col de Valent
Serrai di Sottoguda
Pta. Serauta 2963 m
I. 1200 m
Mesolina 2636 m
Antermoja
C. dell'Aula 2608 m
M. Cherz, 2095 m
Col Toron, 2249 m
Passo di Fedaja 2047 m
M. Chegalis
F. di Franzetas
V. Pestart
Cordevole
II. 1500 m
Ostgrat der Marmolata di Rocca
Sass da Mesdi
M. Banca 2868 m
Mesola, 2733 m
Passo di Forca rossa
Col Becher
Col Vescovo
Val Ombretta
Pizatsch, 2222 m
Passo di Campolungo
Arabba
III. 1500 m
Grat westl. Vernel
Cima Ombretta 2988 m 3014 m
Sasso Vernale 305 m
Sasso di Valfredda 2998 m
Belvedere 2650 m
Le Forfes
Col de Bovs
Val Rosalia
Bambergerhaus (zerstört)
Pian Trevisan
IV 1500 m
V. 1500 m
Roda di Moulon 2878 m
C. di Rossi, 2375 m
Sasso di Capello 2559 m
2228 m
Col di Tenna
Col de la Baranchie 2032 m 2230 m
Col Mer, 1941 m
Val Contrin
Mortiz
Val de Mortiz
Penia
Avisio
VI. 1500 m
VIII. 1200 m
Pala di Vernel 2835 m
Sasso Beccie 2538 m
Cresta de Col de Cuc
Passo Pordoi 2250 m
Col de Cuc
Avisio
VII 1600 m
Explosivtuff (in Val Mortiz auch Lavadurchbruch)
Schlerndolomit
Wengener u. Cassianer Mergel u. Kalke
Tuffkonglomerate und Sandsteine
Marmolatakalk
Buchensteiner Schichten
Sarldolomit
Unterer Muschelkalk
Werfener Schichten
Bellerophonkalk



H. P. Cornelius und M. Furlani-Cornelius: Über die Tektonik der Marmolatagruppe.

Seite

IV. Die Faziesverhältnisse in der Ladinischen Stufe 21
V. Tektonische Einzelbeschreibung 33
1. Die Pordoisynklinale 33
2. Der Belvederesattel 35
3. Mulde und Sattel von Ornella 38
4. Die Fedajamulde 40
5. Der Falten- und Schuppenbau der Marmolata in Val di Contrin 46
6. Der Falten- und Schuppenbau der Marmolata vom Passo Ombretta gegen Osten 54
7. Der Ombretta—Vernalekamm 60
8. Die südöstliche Marmolatagruppe 64
VI. Ergebnisse 68

Stratigraphische Untersuchungen im Weißen Jura Schwabens.

Ein Beitrag zur Kenntnis der epirogenen Bodenbewegungen und der paläogeographischen Entwicklung des Weißen Jura.

Von

K. Beurlen in Königsberg.

Mit 2 Tabellenbeilagen.

Inhalt.

Seite

1. Allgemeine Vorbemerkungen 79
2. Stratigraphie und Zonenfolge im unteren und mittleren Weißen Jura 82
   - A. Zonenfolge in Schwaben 82
   - B. Vergleich mit den Verhältnissen im Fränkischen Jura 96
   - C. Vergleich mit den Juraablagerungen im Aargau 101
   - D. Vergleich mit dem nordwestdeutschen Jura nach Salfeld's Zoneneinteilung 107
   - E. Zusammenfassung des stratigraphischen Vergleichs 117
3. Art und Ursachen des Sedimentationsrhythmus im unteren und mittleren Weißen Jura 161
   - A) Der Zyklus *Impressa*-Mergel — wohlgeschichtete Kalke 169
   - B) Der Zyklus der Ornatentone — *Lamberti*-Schichten 182
   - C) Der Zyklus Grenzton — *Transversarius*-Schichten 184
   - D) Der Zyklus des Weißen Jura γ 190
4. Die Barrengebiete 195
   - A. Das Aargau und die Stellung seines Jura zu dem des Schwäbischen Beckens 195
   - B. Der Fränkische Jura und die Gammelsfelder Barre 199
   - C. Die hessische Landbrücke 205
   - D. Das Schwarzwald—Vogesen-Barrengebiet 206
   - E. Die zyklische Entwicklung in den Barren- und den Beckengebieten 209
5. Die paläogeographische Entwicklung des schwäbischen Jurabeckens 215

Literaturverzeichnis 225

1. Allgemeine Vorbemerkungen.

„Quenstedt's Einteilung" des Schwäbischen Jura „wird den einheimischen Verhältnissen in schlechthin idealer Weise gerecht" (**36**). Am besten zeigen das sämtliche Arbeiten, die seit Quenstedt erschienen, nur auf dessen Grundlagen fußend, einen Ausbau eben dieses Systems versuchten. Zu sehr blieb daneben der Vergleich mit anderen Juragebieten vernachlässigt. Zu wenig wurden dabei die von Oppel (**52**, **53**) eingeschlagenen Wege verfolgt. Und doch ist es der Vergleich mit anderen Gebieten auf möglichst exakter stratigraphischer Grundlage, der uns erst eine Vorstellung der paläogeographischen Entwicklung vermittelt. Einen Ausbau der durch Quenstedt (**63**, **64**) angebahnten genauen Kenntnis des Schwäbischen Jura in dieser Richtung strebt der folgende Versuch an, der kein fertiges Bild liefern will, sondern eben eine vorläufige Mitteilung darstellt, die schon heute der Öffentlichkeit übergeben werden soll, da der Verfasser in der nächsten Zeit nicht in der Lage sein wird, diese Fragen weiter zu verfolgen. Vielleicht gibt die Skizze bei aller notwendigerweise bedingten Unfertigkeit einige Anregungen.

Einige allgemeine Bemerkungen seien vorausgeschickt.

Eine absolut sichere und allgemein anerkannte Vergleichsmöglichkeit zwischen den Ablagerungen des Weißen Jura aus den verschiedenen Gebieten gibt es heute nicht. Den ersten und bis jetzt einzigen Versuch eines stratigraphischen Vergleichs hat im Weißen Jura Salfeld (**71**) gemacht. Auf Grund eingehender Untersuchungen konnte er ein allgemeines Zonenschema für den Weißen Jura in Nordwesteuropa aufstellen. Der Vergleich mit den übrigen Gebieten war in erster Linie auf Literaturstudien begründet. Für Schwaben erwies er sich als nicht den Tatsachen entsprechend. Es konnte sich daher nur darum handeln, für Schwaben den Anschluß an das Zonenschema Salfeld's zu gewinnen. Ein derartiger Anschluß ist nur möglich durch den Vergleich in den Formen, die in beiden Gebieten vorkommen, in den Perisphincten, auf die größtenteils auch das Zonenschema Salfeld's aufgebaut ist.

Die Perisphincten als Leitformen werden meistens mit großem Mißtrauen angesehen, ein Mißtrauen, das durch die Monographie Siemiradzki's genährt worden ist, das sie aber durchaus nicht, zum mindesten nicht in dem Maße, verdienen. Daß die Peri-

sphincten einen ungeheuren Formenreichtum aufweisen, daß es nicht leicht ist, sich richtig hindurchzufinden, daß vor allem eine ganz verwirrende Fülle konvergenter Formen die Bestimmung sehr erschwert und ohne Erfahrung manchmal zur Unmöglichkeit macht, muß zugegeben werden. Ich erinnere an die Bezeichnung biplex, die vom untersten bis zum obersten Malm immer wiederkehrt für die verschiedensten Formen. Doch aber konnte Salfeld verschiedene Gruppen feststellen, die leicht kenntlich und durchaus zonenbeständig sind und diese Erfahrung kann nur bestätigt werden so z. B. die einzelnen Formen von *Rasenia* (**71**, **5**), ebenso die Gattung *Ringsteadia* und *Involuticeras* (**74**), ferner die Gattung *Divisosphinctes* im Schwäbischen Jura (**6**). Auch in der Gattung *Ataxioceras* gibt es verschiedene leichtkenntliche Formen, die durchaus zonenbeständig sind (**7**); eine genauere Durcharbeitung dieser Gruppe könnte noch manche Frage lösen. Selbstverständlich sind neben den Perisphincten auch andere Formen und Gruppen für die Zoneneinteilung wichtig. Die Cardioceraten können seit der Analyse Salfeld's der Gruppe des *Card. alternans* (**72**) als typische Zonenfossilien gelten. Die Gattung *Sutneria* ist in ihrer stratigraphischen Bedeutung schon lange erkannt (**34**, **25**), ebenso einige Oppelien (**34**), sowie die Peltoceraten (**52**) und z. T. auch die Aspidoceraten (**73**, ferner Neumayr).

Wenn trotzdem gegenüber diesen Formen die Perisphincten einseitig bevorzugt werden, so hat das verschiedene Gründe:

1. Die Perisphincten sind das häufigste Faunenelement des Weißen Jura und daher für die Zonenabgrenzung am zweckmäßigsten.
2. Die Perisphincten sind regional am allgemeinsten verbreitet.

Wichtig und ausschlaggebend ist vor allem der zweite Punkt. Eine wirklich sichere Zoneneinteilung läßt sich nur gewinnen auf Grund durchgehender Entwicklungslinien, und eine sichere Vergleichsmöglichkeit verschiedener Gebiete ist nur gegeben durch den Vergleich der Zonen, die durch gleiche Entwicklungslinien ausgeschieden werden. Die Perisphincten mit ihrer regionalen weiten Verbreitung sind daher bei stratigraphischen Vergleichen stets an erster Stelle mit zu berücksichtigen[1]. *Sutneria* z. B. tritt in

[1] Gegen die Brauchbarkeit der Ammoniten zu genauen stratigraphischen Vergleichen hat sich vor allem Diener (Dies. Jahrb. Bd. XLII. 1919, ferner Grundzüge der Biostratigraphie. 1925) gewandt. Da Diener l. c. 1919 bei seinen

Süddeutschland unvermittelt, nur episodisch auf und fehlt in Nordwesteuropa. Die in Süddeutschland sehr häufigen Oppelien treten in Nordeuropa sehr stark zurück. Von den Cardioceraten ist nur *Card. alternans* in Süddeutschland wirklich heimisch, während gerade diese Form in Nordwestdeutschland fehlt. Die in England häufiger auftretenden *Cardioceras*-Formen, die über *Card. alternans* folgen, treten in Süddeutschland nur akzessorisch auf und fehlen in Norddeutschland überhaupt. All diese Formen sind daher schon durch ihre regionale Verbreitung für Vergleichszwecke nicht sehr geeignet (vgl. dazu **69**).

Beispielen von zonenbrechenden Ammoniten auch die Perisphincten sehr reichlich heranzog, seien einige Bemerkungen dazu gestattet.

a) Bei der verworrenen Synonymik der Perisphincten ist es ein Leichtes, aus Fossillisten verschiedener Autoren, wie das Diener macht, gleichbenannte Formen aus verschiedenen Horizonten zitiert zu finden, zumal wenn man bedenkt, wie verschiedenwertig in der Artumgrenzung die verschiedenen Arbeiten und Auffassungen sind. Eine solche katalogisierende Zusammenstellung kann jedoch als Beweis nicht gelten. Auf eine Berichtigung im einzelnen kann hier nicht eingegangen werden, ich verweise auf den folgenden Abschnitt.

b) Besonders häufig begegnet bei Diener l. c. folgende Ausdrucksweise: „In Bath und Kelloway sind verbreitet ...", „den beiden Stufen β und γ sind gemeinsam ..." usw. Die Verbreitung einer Form in zwei derartigen Stufen soll der Beweis dafür sein, daß die betreffenden Formen zonenbrechend sind. Die einfache Tatsache, daß Grenzen zwischen solchen Stufen rein künstlich, meist durch irgend welchen Zufall der Priorität festgelegt sind, beleuchtet den „Beweis" genügend. Denn es wird wohl kaum jemand verlangen wollen, daß die Ammoniten sich an künstlich hineingetragene Grenzen halten. Es handelt sich gar nicht um die Frage: Halten sich die Ammoniten an unsere künstlichen Grenzen, sondern darum: in welchem Verhältnis stehen im einzelnen unsere künstlichen Abschnitte zu den Zonengrenzen?

c) Die gewöhnlichen Grenzziehungen sind häufig durch die Fazies bedingt. Daß Faziesgrenzen keine Zeitmarken darstellen, ist bekannt (vgl. z. B. **68**). Bei der weitgehenden Indifferenz vieler Ammoniten der Fazies gegenüber ist die Folge notwendig, daß Fazies- und Faunengrenze nur in besonderen Fällen zusammenfallen.

d) Wenn Diener das Zonenbrechen von Ammoniten beweist, so beweist er das mit ihrem Verhalten gegenüber den künstlichen Abteilungen, die aber neben der Fazies eben durch ihre Fauna bestimmt werden, d. h. er begeht einen Zirkelschluß. Nur eine Tatsache könnte einen Beweis gegen die Zonenbeständigkeit darstellen, nämlich der Beweis, daß in verschiedenen Gebieten einzelne Entwicklungsreihen prinzipiell verschiedene Zonenfolgen aufweisen, ein Beweis, der bis heute in keinem Falle erbracht werden konnte (vgl. z. B. die Besprechung Vollrath's durch Lange, **45**).

Zu den erwähnten kommen noch zwei mehr praktische Gründe:

3. Das Zonenschema Salfeld's ist in erster Linie auf Perisphincten aufgebaut.
4. Die Perisphincten sind mir auf Grund eigener Erfahrung am besten bekannt.

Rein theoretisch wäre ein Vergleich auf Grund der Aspidoceraten ebensowohl möglich. Denn auch die Aspidoceraten haben eine sehr allgemeine Verbreitung (vgl. hierzu und zum Vorhergehenden **69**, ferner auch **71**). Doch müßte dafür erst die Grundlage geschaffen werden in einer Durcharbeitung des gesamten betrachteten Gebietes nach Aspidoceraten, auch Nordwesteuropas. Ein derartiger Versuch, der sicher sehr dankenswert wäre, müßte eine wichtige Kontrolle der im folgenden geäußerten Ansichten und des Zonenschemas Salfeld's abgeben. — Es ist daher schon rein praktisch vorläufig eine Beschränkung auf die Perisphincten notwendig.

Es ergibt sich aus dem Gesagten ohne weiteres, daß die Zonengliederung nach Perisphincten in Süddeutschland die Stratigraphie in keiner Weise ersetzen will. Es handelt sich nur darum, dieselbe auf diese Weise auf den gemeinsamen Nenner mit Nordwesteuropa zu bringen.

2. Stratigraphie und Zonenfolge im unteren und mittleren Weißen Jura.

A. Zonenfolge in Schwaben.

Der Weiße Jura wird in Württemberg gewöhnlich mit den *Transversarius*-Schichten begonnen, entsprechend der Grenzziehung Quenstedt's zwischen dem Braunen und dem Weißen Jura. Es erscheint mir zweckmäßiger, die Grenze etwas weiter unten zu ziehen, entsprechend der Grenze Dogger und Malm, wie das ja in England und anderen Gebieten z. T. allgemein üblich ist und wie das auch Oppel vorgeschlagen hatte (**52**). Das würde nicht allein eine Angleichung an die allgemein übliche Grenzziehung bedeuten, die nur wünschenswert wäre, wenn tatsächlich damit die Verhältnisse klarer würden, sondern es würde die Grenze dann eine natürlichere werden. Ich schlage dafür als Grenze die Obergrenze der Makrocephalenschichten vor, was allerdings eine Abweichung von der Grenzziehung Dogger/Malm und von Oppel bedeutet, was aber als die natürlichste Grenze erscheint (vgl. weiter unten).

Das unterste Glied des Malms wären dann die Ornatentone. Dieselben wurden von mir nicht eingehender untersucht, und sollen daher hier nur kurz erwähnt werden. Ob eine weitere Untergliederung derselben möglich ist in eine *Jason*-, eine *Castor*- und *Pollux*- und eine *Ornatum*-Zone, wie das Reuter in Franken (**65**) durchführen konnte, kann vorläufig nicht sicher entschieden werden, ist jedoch recht wahrscheinlich nach der auffälligen regionalen Verbreitung von *Cosm. Jason* einerseits und des *Cosm. ornatum* andererseits in Schwaben, worauf schon Quenstedt (**63**, **64**) und neuerdings besonders auch wieder Hennig (**36**) hingewiesen haben. Die Ornatentone im weiteren Sinne sind faziell sehr gleichmäßig ausgebildet als dunkle feste Tone mit einer kleinwüchsigen Fauna in pyritischer Erhaltung, in der vor allem die Häufigkeit eines kleinen Krebschens, *Pseudogl. socialis*, auffällt und ebenso die große Seltenheit von Brachiopoden. Die Fazies ändert sich gegen W. Schon in der Gegend von Balingen schalten sich wenig mächtige Oolithe ein. Am Randen nimmt die Mächtigkeit ziemlich stark ab (1,5 m). Die fetten Tone sind dort durch bröckelige Mergel und Oolithe ersetzt (**75**, **76**). Auch gegen O verringert sich die Mächtigkeit beträchtlich. In der Bopfinger Gegend ist die Fazies phosphoritisch wie großenteils auch in Franken (**1**).

Die *Lamberti*-Schichten, die über den Ornatentonen folgen, sind in geringer Mächtigkeit ausgebildet. *Quenst. Lamberti* tritt regelmäßig, nicht zu häufig auf, meist in Konkretionen eingeschlossen. Neben einfachen Kalkkonkretionen sind vor allem Phosphoritkonkretionen charakteristisch. Auch *Card. cordatum* wird schon in diesem Horizont gefunden.

Über den *Lamberti*-Schichten folgt ein Horizont der sog. fossilarmen Grenztone, der in seiner stratigraphischen Bedeutung meistens nicht richtig erkannt und gewürdigt wurde. Es sind fette Tone, ähnlich den Ornatentonen, gewöhnlich jedoch etwas mehr hellgrau gefärbt. Fossilien sind nur wenige vorhanden und diese schlecht erhalten. Außer meist unbestimmbaren, ganz verdrückten Perisphincten, die, soweit es sich beurteilen läßt, in die *Biplex*- und *Martelli*-Gruppe gehören, tritt als sicher bestimmbare Form selten *Card. cordatum* auf.

Erst über diesen Grenztonen folgen die *Transversarius*-Schichten, die in ihrer faziellen Ausbildung und Fossilführung durch Engel (**23**), Wundt und Grünvogel (**33**) ziemlich genau

beschrieben wurden. Schon in den Grenztonen wird gegen oben die Färbung mehr und mehr hell; an der Grenze gegen die *Transversarius*-Schichten tritt regelmäßig eine glaukonitische Schicht auf. In den *Transversarius*-Schichten selber liegen hellgraue bis weißliche Kalkmergel vor, die von festen Kalkbänken zwischenlagert werden. Charakteristisch sind vor allem die Profile vom Stuifen (**23**) und vom Stichwirtshaus bei Onstmettingen (**33**). Die *Transversarius*-Schichten sind fossilarm. Die Ammoniten liegen stets schon als Bruchstücke im Gestein, mit Ausnahme kleinwüchsiger *Haploceras*-Formen und ähnlichen. Während die Fossilien in den Kalkmergeln annähernd ganz fehlen, sind in den Kalkbänken die Schalenbruchstücke lokal nesterweise angereichert. In der dritten Kalkbank des Profils vom Stuifen (nach Engel) kann sogar von einer Ammonitenlumachelle gesprochen werden, ebenso, wenn auch nicht ganz so charakteristisch, am Stichwirtshaus bei Onstmettingen. *Pel. transversarium* ist selten und wird erst gegen SW etwas häufiger. An Perisphincten konnte ich *Per. Martelli*, *Per. biplex* und *Per. Warthae* feststellen. *Card. alternans* fehlt noch vollkommen[1].

Über der obersten Kalkbank der *Transversarius*-Schichten folgen mit einer scharfen Faziesgrenze die Tonmergel der *Impressa*-Schichten. Dieselben sind in ziemlicher Mächtigkeit bis zu 90 m sehr gleichmäßig ausgebildet als bröcklige Tonmergel, die häufig öde Halden bilden. Pyrit tritt häufig in kleinen verrosteten Würfeln auf. Die Fauna ist gegenüber den *Transversarius*-Schichten sehr kleinwüchsig. Die großen Perisphincten der *Plicatilis*-Gruppe fehlen vollkommen, es kommen nur die kleinwüchsigen Vorfahrenformen von *Divisosphinctes bifurcatus* und *Witteanus*, ebenso eine etwas größere *Divis.* sp., der Vorläufer von *Divis. colubrinus* vor (**6**). Eine genaue Bestimmung ist nur in seltenen Fällen möglich, da meistens nur kleine Innenwindungen vorliegen, die zudem durch

[1] Eine eingehende und vor allem auch stratigraphisch einwandfreie Durcharbeitung der Perisphincten der *Martelli*-Gruppe, der *Plicatilis*-Gruppe usw. fehlt heute leider. Die gründliche Arbeit v. Klebelsberg's ist leider gerade in dieser Hinsicht nicht voll auszuwerten. Um diese Schwierigkeit zu umgehen, wurden die Bestimmungen der Perisphincten der *Transversarius*- und Birmensdorfer Schichten nach der kurzen Arbeit von Salfeld (**70**) durchgeführt, womit nicht gesagt sein soll, daß das eine endgültige Bestimmung sei, sondern nur der Hinweis auf die dort gegebenen Abbildungen. Nur auf diese Weise war es möglich, ein wenigstens vorläufig einheitliches Vergleichsmaterial zu bekommen.

die verkieste, sekundär „verrostete" Erhaltungsweise ganz undeutlich werden. Verhältnismäßig zahlreich tritt daneben noch *Card. alternans* auf, und zwar gleichmäßig im verschwammten Gebiet der Lochenschichten und in der tonigen Fazies. Bemerkenswert ist es, daß mit den *Impressa*-Mergeln eine sehr individuenreiche Gastropodenfauna auftritt, zu der als weitere Komponenten im verschwammten Gebiet noch Echinodermen hinzutreten. Die Gastropoden dagegen sind besonders charakteristisch für die Tonmergelfazies.

Salfeld hat seinerzeit vorgeschlagen (**71**), den alten Quenstedt'schen Namen der *Impressa*-Mergel, der von dem reichlichen Vorkommen der *Aulac. impressa* hergenommen ist, nach der bezeichnenderen Form *Card. alternans* umzuwandeln in *Alternans*-Schichten. Die Bezeichnung *Impressa*-Mergel gilt allerdings nur für Schwaben, kommt doch *Aulac. impressa* im Südelsaß z. B. bedeutend tiefer vor und fehlt in den den schwäbischen *Impressa*-Mergeln entsprechenden Horizonten ganz. Es ist dies genau die gleiche Erscheinung wie bei den *Humeralis*-Schichten in Nordwestdeutschland und in der Schweiz, indem dieselben in den beiden verschiedenen Gebieten verschiedene Horizonte darstellen. Trotzdem hat auch Salfeld die Faziesbezeichnung *Humeralis*-Schichten für den betreffenden Horizont in Nordwestdeutschland beibehalten. Wenn *Aul. impressa* sich auf die Tonmergelfazies beschränkt, *Card. alternans* dagegen in beiden Fazies gleichermaßen vorkommt, so erscheint die von Salfeld vorgeschlagene Bezeichnung als *Alternans*-Schichten zunächst als die schärfere und stratigraphisch eindeutigere. Andererseits muß auch gesagt werden, daß auch diese Bezeichnung nicht exakt das ausdrückt, was die *Impressa*-Mergel sind. Mit *Card. alternans* zusammen soll nach Salfeld *Per. Warthae* vorkommen, wie sich das ja auch aus dem Profil, das Salfeld von Boulogne-sur-mer anführt, ergibt. *Per. Warthae*, das „Leitfossil" für die *Alternans*-Zone, tritt aber in Schwaben in den *Transversarius*-Schichten auf. Wenn auch nicht zu erwarten ist, daß *Per. Warthae* in der kleinwüchsigen Fauna der *Impressa*-Mergel noch vorkommen kann, so muß doch die Zone des *Card. alternans* im Sinne Salfeld's schon in den *Transversarius*-Schichten beginnen, gleichzeitig mit dem Auftreten von *Per. Warthae*. Bestätigt wird diese Annahme durch die Feststellung Dorn's in Franken (**19**), daß er in den *Transversarius*-Schichten, bzw. in der

Zone des *Pelt. Uhligi*, neben *Per. Warthae Card. alternans* gefunden habe. Die Bezeichnung *Alternans*-Schichten bei Salfeld ist so zwar eine stratigraphisch eindeutigere, kann jedoch den *Impressa*-Mergeln keineswegs gleichgesetzt werden. Diese nehmen vielmehr in Schwaben einen bestimmten Horizont innerhalb der *Alternans*-Schichten ein. Es erscheint mir daher für die Charakterisierung der Verhältnisse im schwäbischen Jura zweckmäßiger, an den Faziesbezeichnungen Quenstedt's festzuhalten — *Impressa*-Mergel und Lochenschichten —, ohne allerdings eine stratigraphische Eingliederung über Schwaben hinaus damit verbinden zu wollen.

Gegen oben werden die *Impressa*-Mergel etwas kalkreicher, insofern als sich einzelne Kalkbänke einschalten, deren Abstand voneinander sich mehr und mehr verringert, bis sie schließlich unmittelbar aneinander anschließen mit nur ganz dünnen Tonzwischenlagen. Rein faziell ist eine Grenze zwischen den *Impressa*-Mergeln und den wohlgeschichteten Kalken Quenstedt's nur schwer eindeutig zu ziehen, da der Übergang ein ganz allmählicher ist. Besonders eingehend sind die Verhältnisse in diesem Grenzhorizont von Grünvogel im Hohenzollerngebiet beleuchtet worden (**33**), was um so wichtiger ist, als gute Aufschlüsse hier sehr selten sind. Diese Schichten sind meistens unter einer Menge Schutt begraben, der sich notwendigerweise hier am Fuße des ersten Steilhanges aufhäuft. Grünvogel hat diesen Grenzhorizont der mergeligen Fazies entsprechend noch zu den *Impressa*-Mergeln ziehen wollen, als oberes α, und trifft damit sicher auch die Ansicht Quenstedt's. In diesem Fall aber muß dieser obere Teil von α zum mindesten als selbständiges Glied innerhalb von α ausgeschieden werden, das zu den *Impressa*-Mergeln im engeren Sinne nicht mehr gezählt werden darf. *Aulacothyris impressa* fehlt, ebenso, was noch wichtiger für die Beurteilung ist, fehlt auch *Card. alternans*. Dagegen tritt *Pelt. bimammatum* auf. Die Gastropoden der eigentlichen *Impressa*-Mergel treten hier sehr stark zurück mit dem reicheren Kalkgehalt dieses oberen Horizontes. Ob *Divis. colubrinus* schon hier vorkommt, ist nicht ganz sicher zu sagen, da diese Schichten im allgemeinen sehr fossilarm sind. Daß diese Form hier schon auftritt, dafür spricht ihr Vorkommen im verschwammten Gebiet der Lochen. *Div. colubrinus* kommt dort, in einer etwas anderen Varietät zwar, die jedoch in der Schwammfazies immer auftritt, stets mit *Pelt. bimammatum* zusammen vor, auch in Schichten, die sicher, wie

z. B. ein Teil des Lochenbruches noch dem nicht verschwammten Oberen α entsprechen. *Div. colubrinus* und ebenso *Pelt. bimammatum* gehen bekanntlich noch in die wohlgeschichteten Kalke hinein, *Div. colubrinus* sogar bis an deren obere Grenze. *Pelt. bimammatum* ist ja seit Oppel sogar Leitfossil für die *Bimammaten*-Schichten, die der allgemeinen Ansicht zufolge den wohlgeschichteten Kalken entsprechen sollen. Wenn der obere Teil von α im Sinne Quenstedt's und Grünvogel's faziell näher zu den *Impressa*-Mergeln zu stellen ist, so muß doch betont werden, daß dieser Horizont seiner Fauna zufolge nicht mehr in die *Alternans*-Schichten, und ebenso wenig in die *Impressa*-Mergel gestellt werden darf, sondern daß er mit den *Bimammaten*-Schichten zusammengenommen werden muß. Es ist eine Frage der Übereinkunft, wie die Grenze gezogen werden soll. Für rein praktische Zwecke ist es vielleicht zweckmäßiger, die Grenze nach faziellen Gesichtspunkten zu ziehen, was ja in diesem Fall zudem auch der Priorität entspricht. Beachtet muß in diesem Fall werden, daß Ober-α nicht zu den *Impressa*-Mergeln im engeren Sinne gehört, sondern in die Bimammatenzone.

Über dem vermittelnden Grenzhorizont von Ober-α beginnen die wohlgeschichteten Kalke, der Weiße Jura β im Sinne Quenstedt's und nach dem allgemeinen Gebrauch, da, wo die Kalkbänke dicht übereinander lagern. Diese Faziesgrenze stellt keine eigentliche Zonengrenze dar. *Pelt. bimammatum* geht gleichmäßig weiter, ist jedoch als Zonenfossil insofern nicht sehr zweckmäßig, als es in erster Linie sich an die Schwammfazies hält. Wenn Grünvogel (**33**) diese Form im Hohenzollerngebiet auch in nichtverschwammten Schichten gefunden hat, so ist sie in dieser Fazies doch sehr selten, und fehlt meines Wissens weiter gegen O überhaupt. Häufig dagegen, und sowohl im ganzen Gebiet, als auch in den beiden verschiedenen Faziesausbildungen gleichmäßig verbreitet, treten *Div. colubrinus* und *Div. polygyratus* auf. Die Ansicht von Grünvogel (l. c.), daß *Div. colubrinus* sich nicht auf β beschränkt, kann ich nicht teilen (**6**). Über der Zone der *Sutn. platynota* habe ich diese Form nie gefunden. Die anderslautenden Angaben in den Fossillisten bei Engel (**23**) beruhen auf Falschbestimmung, gewöhnlich auf Verwechslung mit *Divis. lacertosus*. Auch bei Quenstedt sind diese beiden typischen Formen verwechselt (**64**). Als besonders typisches Zonenfossil für die wohl-

geschichteten Kalke bzw. für β schlage ich daher *Div. colubrinus* vor. Auch in diesem Fall stellt die Faziesgrenze α/β keine Zonengrenze dar, da *Div. colubrinus*, wie oben gezeigt wurde, wahrscheinlich schon etwas früher beginnt. Zu *Div. colubrinus* tritt als sehr charakteristische Form *Idoceras planula*, das jedoch sich nie in Schwammfazies findet. *Id. planula* beschränkt sich nicht, wie Salfeld (**71**) angab, nur auf das obere β, sondern kommt, wenn auch nicht häufig, schon unten vor.

Div. colubrinus, ebenso *Idoceras planula* treten in den gesamten wohlgeschichteten Kalken auf, so daß eine weitere Unterteilung dieses auch faziell so einheitlichen Gliedes auf diese Weise nicht möglich ist. Doch läßt sich eine untere Zone abspalten durch das Vorkommen von *Pelt. bimammatum*. Die Bimammatenschichten Oppel's (**52**, **53**) in der gewöhnlichen Fassung, nach der sie den wohlgeschichteten Kalken entsprechen, stimmt mit den Tatsachen nicht überein. Noch weniger kann die Subzone mit *Opp. Hauffiana* Oppel's aufrecht erhalten werden, die sich nur auf den unteren Teil von β beziehen sollte. *Opp. Hauffiana* kommt tatsächlich, wie auch die übrigen nach Oppel für diese Zone charakteristischen Formen, in den gesamten wohlgeschichteten Kalken vor, wenn sie in der Fazies der wohlgeschichteten Kalke auftreten. Aufrecht erhalten muß werden die Zone des *Pelt. bimammatum*, als Grenzzone gewissermäßen, die Ober-α und Unter-β umfaßt.

Eine besonders wichtige Rolle spielen zwei weitere Formen, die in den wohlgeschichteten Kalken vorkommen, und zwar deshalb, weil sie Salfeld für seine Zonengliederung in Nordwesteuropa mitverwandt hatte. Es handelt sich um *Per. Achilles* und um die Gattung *Ringsteadia*. *Per. Achilles* tritt etwas häufiger auf, und zwar nicht mehr im oberen Teil der wohlgeschichteten Kalke. Im Lochengebiet findet man *Per. Achilles* regelmäßig mit *Pelt. bimammatum* zusammen, und er scheint hier schon im oberen α aufzutreten, während er im nichtverschwammten Gebiet erst in den wohlgeschichteten Kalken auftritt. Diese Form scheint ziemlich an die Kalkfazies gebunden. *Ringsteadia Brandesi* ist sehr selten im oberen Teil der wohlgeschichteten Kalke. Sie scheint in die Zone der *Opp. Wenzeli* noch hineinzugehen, ohne jedoch daß bei der Seltenheit dieser Form in Schwaben das sicher behauptet werden soll. Praktisch kommt diese Unterteilung nicht in Betracht. In den eigentlichen wohlgeschichteten Kalken, d. h. in der Fazies

der wohlgeschichteten Kalke sind die Fossilien stellenweise ziemlich selten, so daß eine praktische Gliederung nach Zonen sich nur ausnahmsweise durchführen läßt. Einigermaßen sicher abgrenzen läßt sich höchstens der untere Teil mit *Pelt. bimammatum* und *Per. Achilles*. Wichtig ist diese mehr theoretisch durchführbare Untergliederung jedoch aus theoretischen Gründen[1]. Vgl. weiter unten.

Gegenüber den wohlgeschichteten Kalken im engeren Sinne, die praktisch eine Einheit darstellen, nimmt das obere β deutlich eine Sonderstellung ein, eine Sonderstellung, die nicht allein faziell paläontologisch durchaus klar zu begründen ist, sondern die auch meist eindeutig gezogen werden kann. Es ist dies die Zone der *Opp. Wenzeli* und der *Sutneria Galar.* Quenstedt hatte diese Zone in sein β gestellt, da sie noch fest, kalkig ausgebildet ist. Von den wohlgeschichteten Kalken unterscheidet sich dieser Horizont jedoch dadurch, daß die Kalkbänke dünner werden, daß sie weicher und mergeliger sind, und infolgedessen meist auch etwas anders gefärbt sind. Dazu kommt noch eine sehr reiche Fossilführung im Gegensatz zu den nur spärlich fossilienführenden Kalkbänken der wohlgeschichteten Kalke. Die Fossilien sind hier nesterweise sehr stark angereichert in den einzelnen Kalkbänken. Die Ammonitenschalen sind meitens zerbrochen. Die reiche Fossilführung des Grenzhorizontes zwischen β und γ ist schon lange bekannt und immer wieder aufgefallen (**63**, **23**). Haizmann spricht sogar von einer Ammonitenbreccie in diesem Horizont (**34**). Das Auftreten dieser Ammonitenlumachelle in diesem Horizont ist von allgemeiner Verbreitung. Ganz typisch ist sie in Aalen ausgebildet, wo überhaupt das Profil des Weißen Jura besonders lehrreich und typisch ist. Ebenso tritt sie auf in der Kirchheimer und Tübinger Gegend,

[1] Wenn die Erweiterung richtig ist, die Dohm (**16**) der Diagnose von *Pictonia* gegeben hat im Gegensatz zu Tornquist (**86**) und Salfeld (**71**), so wären aus den wohlgeschichteten Kalken in ihrem oberen Teil, den Schichten mit Ringsteadien, auch aus Schwaben Pictonien anzugeben. Ich konnte diese Frage bis jetzt noch nicht nachprüfen, doch scheinen die Angaben Dohm's durchaus richtig. Der Verbreitungsbereich der Pictonien müßte dann entgegen den Angaben Salfeld's wesentlich erweitert werden, wie ja auch die Ringsteadien in Süddeutschland vorkommen. Bemerkenswert ist es, daß diese Formen mit *Ringsteadia* zusammen vorkommen, wie das ja auch Dohm aus Pommern beschreibt. Ob diese Formen auch noch in der *Sutneria*-Zone des unteren γ vorkommen mit *Ras. stephanoides* zusammen, wie das nach Dohm der Fall ist und auch nach Tornquist (**96**), kann ich vorläufig noch nicht sicher sagen.

und besonders charakteristisch wieder im Balinger Gebiet. Die auffällige Tatsache dieser Lumachelle ist bisher als solche leider zu wenig beachtet worden. Haizmann hat sie nur registriert. Teilweise ist die Fossilanreicherung in diesem Horizont als Folge des Fazieswechsels angesehen worden (**25**, **36**). Die Tatsache der Breccie ist damit nicht erklärlich. Und gerade diese Tatsache, daß sehr häufig es nur Ammonitenbruchstücke sind, die nesterweise angereichert im Gestein liegen, ist ja besonders charakteristisch. Regelmäßig nicht zerbrochen sind nur die kleineren Formen, wie *Sutneria*, *Haploceras* u. a. Vgl. weiter unten.

Was die Fossilführung betrifft, so ist auch in dieser Hinsicht die Zone deutlich geschieden von den vorhergehenden wohlgeschichteten Kalken. *Div. colubrinus* tritt zwar noch auf. Dagegen ist sehr häufig *Sutn. platynota* bzw. *Sutn. Galar*, eine Form, die Oppel (**53**) von der *Platynota* abgetrennt hat, die jedoch nur eine andere Faziesausbildung der *Platynota* darstellt, indem *Galar* mehr in kalkigem und *Platynota* mehr in mergeligem Sediment vorherrscht. Schon E. Fischer (**25**) konnte diese Beziehung feststellen. Die Zone der *Sutn. platynota* selber umfaßt auch noch das untere γ. Der untere Teil dieser Zone, eben das oberste β im Sinne Quenstedt's, ist außer dieser Form noch durch *Opp. Wenzeli* charakterisiert, die im oberen Teil der Sutnerienzone fehlt. Auch *Div. colubrinus* fehlt im oberen Teil derselben. Durch das Zusammenvorkommen der drei erwähnten Formen, *Div. colubrinus*, *Sutn. platynota*, *Opp. Wenzeli*, die alle drei ziemlich häufig sind, ist diese Zone eindeutig charakterisiert.

Haizmann (**34**) hat diese Zone zu γ ziehen wollen, da die Fauna derselben sich durchaus an die von Unter-γ anschließt. Demgegenüber hat Grünvogel (**33**) an der Grenzziehung Quenstedt's festgehalten, und zwar nicht allein von faziellen Gesichtspunkten aus, sondern auch weil *Idoceras planula* in dieser Zone noch auftritt. Es lassen sich tatsächlich für beide Möglichkeiten Gründe beibringen. Wie bei der Grenze von α und β scheint es sich auch hier letzten Endes eben um die Frage zu drehen: Faziesgrenze oder paläontologische Zonengrenze. Doch aber bestehen wichtige Unterschiede: War dort die Faziesgrenze nicht scharf festzulegen, sondern eben durch einen allmählichen Übergang, durch eine allmähliche Anreicherung des Kalkes gebildet, so schließen hier die wohlgeschichteten Kalkbänke gegen oben ziemlich scharf ab, in-

dem in der *Sutneria-Wenzeli*-Zone stets tonreichere Mergelbänke auftreten, mit einer ausgesprochenen Ammonitenlumachelle. Über dieser Bank erst kommen die eigentlichen teils mehr mergeligen, teils mehr kalkigen Unter-γ-Schichten. Die natürlichste Grenze erscheint mir die über der Lumachelle. Die Lumachelle selber ist charakterisiert durch *Div. colubrinus* und *Opp. Wenzeli*. *Idoc. planula* konnte ich selber hier nicht finden trotz des großen sonstigen Fossilreichtums in dieser Zone. *Sutneria* tritt zunächst sehr stark zurück. In den Mergelbänken darüber kommt *Opp. Wenzeli* noch vor. *Sutneria* wird sehr häufig. *Div. colubrinus* fehlt, dagegen beginnt *Div. lacertosus*. Dazu kommt noch ein weiterer Punkt, auf den bisher ebenfalls noch nie hingewiesen wurde: das Auftreten von Aspidoceraten. Erst von diesem Horizont an treten in Württemberg die dickgeblähten und engnabligen Aspidoceraten auf. *Aps. inflatum macrocephalum* Qu. hat Haizmann (**34**) sogar als besonders für diese Zone charakteristisch angeführt. Die dickgeblähten, engnabligen *Aspidoceras*-Formen des Kimmeridge sind schon von Hyatt von den weitnabligen und flacheren des Oxford als *Physodoceras* getrennt worden. Salfeld hält diese Trennung zwar nicht für notwendig (**73**). Neuerdings hat Schindewolf die Trennung wieder durchgeführt (**77**). Auch Dietrich hält sie für richtiger[1]. Ich möchte in diesem Punkt Schindewolf und Dietrich durchaus zustimmen. Die engnabligen Kimmeridgeformen haben sicher unmittelbar nichts mit der Gruppe der weitnabligen Aspidoceraten zu tun, die zudem in der *Biarmatum*-Zone ihre Hauptentwicklung hat und im oberen Oxford nur noch in wenigen Formen auftritt. Die *Physodoceras*-Formen treten von dieser Zone an dagegen sofort mit einer sehr reichen Entwicklung auf.

Durch faunistische Gründe — *Sutneria*, *Physodoceras*, *Div. lacertosus*, ferner *Ataxioceras* — ebenso wie durch fazielle Gründe — bröckelige mergelige Bänke über der Lumachelle, die allmählich zu den weichen Mergeln von γ überleiten — gleichmäßig bedingt, scheint mir die natürlichste Grenze über der Lumachelle zu liegen.

Weiß-Jura-γ ist besonders durch die Untersuchungen Haizmann's (**34**) eingehend gegliedert worden, und es können diese An-

[1] W. O. Dietrich, Über eine dem mittleren Sauriermergel am Tendaguru äquivalente, rein marine Kimmeridgebildung in Mahokondo, Deutsch-Ostafrika. Paläontogr. Suppl. VII. p. 15. 1925.

gaben im wesentlichen alle bestätigt werden. Der untere Teil von γ, die *Platynota*-Zone ist neben *Sutn. platynota*, die teilweise schon in der vorausgehenden Lumachelle auftritt, gekennzeichnet durch *Div. lacertosus* und durch das erste Auftreten der *Physodoceras*-Formen. Sehr wichtig ist es, daß in diesem Horizont gleichzeitig mit den erwähnten Formen *Ras. stephanoides* einsetzt.

Mit dem Aufhören von *Sutneria* hat Haizmann das Mittel-γ beginnen lassen, eine Grenze, die durchaus zweckmäßig erscheint. Die Fazies ist überall ziemlich gleichartig, mergelig, nur mit vereinzelten festeren Bänken dazwischen. Wenn in der *Sutneria*-Zone die einzelnen Bänke etwas zahlreicher im allgemeinen auftreten, so fehlen sie in der folgenden Zone des *Ataxioceras polyplocus* fast ganz. Neben *Div. lacertosus*, der hier noch auftritt, jedoch seltener ist als in der vorhergehenden Zone, und *Ras. stephanoides*, die ebenfalls hier noch vorkommt, findet sich als neue Form, die erst hier beginnt, *Ataxioceras polyplocus*. Bei aller großen Variabilität dieser Gruppe ist diese Form doch sehr typisch und leicht zu erkennen. Eine genaue Analyse dieser Gruppe wäre sehr dankenswert. Sie scheint ebenfalls erst von der *Sutneria*-Zone an aufzutreten, wie *Physodoceras*. Wichtig wäre es, zu erfahren, ob sie, wie *Physodoceras*, unvermittelt auftritt, oder ob sie, was mir fast wahrscheinlicher erscheint, an die Gruppe des *Div. polygyratus* angeschlossen werden muß. Die Ammoniten sind nicht überall gleichmäßig vorhanden, sie fehlen in den tonigen Mergeln zum großen Teil fast ganz. Sehr häufig sind sie verdrückt. Zahlreicher treten sie in der Schwammfazies auf, wie diese Formen alle mehr an die kalkige Fazies gebunden erscheinen, ohne jedoch im Tonmergel ganz zu fehlen.

Noch fossilärmer als die vorhergehende Zone des *Atax. polyplocus* ist der nun folgende Horizont der *Aptychus*-Mergel. Wie schon der Name sagt, ist die Fazies gleichmäßig mergelig ausgebildet. Festere Kalkbänke fehlen hier sehr oft ganz. Als besonders charakteristisch hat Haizmann (**34**) ein *Aspidoceras* (richtiger *Physodoceras*) angegeben, *Phys. Uhlandi*. *Div. lacertosus* habe ich hier noch nie gefunden. Dagegen tritt hier *Div. Crussoliensis*, wenn auch sehr selten, auf; etwas häufiger in diesem Horizont konnte ich ihn, allerdings nur in schlechten Bruchstücken, in der Gegend der Salmendinger Kapelle feststellen. *Ras. stephanoides* ist durch die allerdings seltene *Ras. trifurcata* ersetzt. Der obere Teil von

Mittel-γ ist so faunistisch sehr deutlich charakterisiert, wenn er auch faziell sich von dem unteren Teil nicht unterscheidet.

Mit Ober-γ tritt nun wieder eine mehr kalkige Fazies auf. Es wurden ja früher häufig diese oberen Partien des γ ihrer kalkigen Ausbildung wegen zu δ gestellt. Haizmann hat darauf hingewiesen (l. c.), daß diese Schichten jedoch ihrem faunistischen Charakter entsprechend in das γ gehören, und es ist dem durchaus beizustimmen. Auch die mehr kalkige Fazies unterscheidet sich ja ganz deutlich von den eigentlichen harten Kalken der *Pseudomutabilis*-Schichten. Im W des Schwäbischen Jura (Tuttlingen) treten hier sogar Oolithe auf. Auch in den übrigen Gebieten des Schwäbischen Jura sind die Kalkbänke weich und mergelig, so daß sie auf den ersten Blick sich schon von den Quaderkalken unterscheiden. Teilweise herrschen sogar noch einfache bröckelige Mergel vor, die nur durch einzelne festere Bänke unterbrochen werden. Ich erinnere z. B. an das berühmte Profil an der Weißensteiner Steige. In der Gegend von Aalen herrschen mehr die Kalke vor, wie in der Tuttlinger Gegend, jedoch ohne Oolithbildung. Im Tübinger Gebiet sind es ebenfalls vorwiegend Mergel. In der Balinger Gegend ist die normale Fazies meistens durch die Schwammfazies verdrängt. Bemerkenswert ist es, daß die Ammoniten in den kalkreicheren Gebieten viel häufiger sind. Gegen oben schließt dieser Horizont, ganz ähnlich wie die wohlgeschichteten Kalke mit einer Kalkbank ab, die stellenweise ganz aus Ammonitenschalen zusammengesetzt ist. Dieselben sind jedoch hier meist nicht zerbrochen. Am Kalten Feld bei Geislingen wird die Obergrenze gebildet durch eine ungefähr 30 cm mächtige Kalkbank, die fast ganz aus Ammoniten zusammengesetzt, durchaus als Lumachelle bezeichnet werden muß. Ähnlich sind die Verhältnisse in Aalen. In Tuttlingen fehlt eine ausgesprochene Lumachelle, doch sind in den nicht sehr mächtigen Oolithen die Ammoniten ganz auffallend angereichert.

Was die Fossilführung betrifft, so ist folgendes zu bemerken. *Div. Crussoliensis* und *Ras. trifurcata* kommen noch vor. Sie sind hier etwas häufiger als in dem vorhergehenden Horizont, was offenbar mit dem reicheren Kalkgehalt zusammenhängt. Es muß bei dieser Gelegenheit auf eine Tatsache hingewiesen werden, um Mißdeutungen zu vermeiden. H. Frebold (**28**, **29**) hat in der letzten Zeit verschiedentlich darauf hingewiesen, daß nach seinen Beobachtungen im Lias eine regelmäßige Beziehung zwischen

dem Größenwachstum der Ammoniten und dem Sediment insofern bestünde, daß in tonigerem Sediment die Ammoniten kleinwüchsiger sind als im kalkigen. Diese Beobachtung kann für den Weißen Jura zum mindesten nur ganz bedingt bestätigt werden. In den *Impressa*-Mergeln sind die Ammoniten zwar alle sehr klein. Inwieweit aber hier nur die inneren Windungen vorliegen, die verkiest sind, während die äußeren gar nicht oder zum mindesten in einer Weise nur erhalten blieben, daß an den Halden dieselben nicht mehr festzustellen sind, das kann nicht eindeutig entschieden werden. Von einem Teil dieser Formen ist es zwar sicher, daß sie nur klein waren. Daneben treten, allerdings seltener, auch größere Formen auf. Schon in den *Impressa*-Mergeln scheint diese Beziehung daher nicht ganz eindeutig. Vollkommen verschwimmt sie jedoch in den Tonmergeln von γ. *Phys. Uhlandi*, *Div. Crussoliensis*, *Ras. trifurcata* sind in den Tonmergeln genau so groß, wie in den mehr kalkigen Ablagerungen der folgenden Zone. Und *Div. crussoliensis* zum mindesten ist recht groß. Dagegen besteht eine Beziehung insofern, als in den kalkigeren Schichten die Ammoniten reichlicher vorkommen. Das hat zum großen Teil sicher seine Gründe in der verschiedenen Fazies. In den kalkreichen Schwammriffen sind ja die Ammoniten stets häufiger. Zum großen Teil kommt das aber wohl auch daher, daß in den kalkigeren Lagen die Sedimentation langsamer vonstatten ging, als in den tonreicheren Lagen. Die reichere Tonbeimischung in den Mergellagen zeigt nicht etwa einen geringeren Niederschlag von Kalk — es handelt sich ja stets nur um mehr oder weniger kalkreiche Mergel —, sondern eine reichere Tonzufuhr vom Lande her, und das muß notwendigerweise zu einer beschleunigten Sedimentation führen gegenüber einer mehr oder weniger rein chemischen Kalkablagerung. Bei schnellerer Sedimentation sind die Fossilien logischerweise seltener im Gestein als bei langsamer. Indirekt beeinflußt dies natürlich auch die wohl pelagisch lebenden Ammoniten, indem im einen Fall das Wasser durchschnittlich reiner ist als im andern Fall. Nicht wahrscheinlich erscheint mir die Beeinflussung, wie sie Frebold annimmt, nämlich, daß in den Zeiten der Mergelablagerung der notwendige Kalkgehalt im Wasser fehle zur Bildung von größeren Gehäusen. Der Kalkgehalt war, wie die Mergel zeigen, stets vorhanden. Vgl. hierzu später.

Neben *Div. crussoliensis* und *Ras. trifurcata*, die vom vorher-

gehenden Horizont noch bis hierher reichen, tritt als neue Form auf *Streblites tenuilobatus*. Herr Dorn-Erlangen teilte mir freundlichst mit, daß nach seinen Erfahrungen in Franken *Div. Crussoliensis* sein Lager schon unter *Streblites tenuilobatus* habe. Daß diese Form tiefer schon vorkommt, das bestätigen die Angaben, die oben gemacht wurden. Es muß jedoch bemerkt werden, zum mindesten für den Schwäbischen Jura, daß *Div. Crussoliensis* auch noch höher vorkommt, ja daß diese Form sogar erst in diesem Horizont mit *Strebl. tenuilobatus* zusammen ihre Hauptverbreitung besitzt.

Von der erwähnten Zone mit *Strebl. tenuilobatus* nur unscharf läßt sich eine Zone mit *Idoc. Balderum* trennen. *Ras. trifurcata* scheint hier durch *Ras. circumplicata* ersetzt zu sein. Die Zone ist sehr wenig mächtig, kalkig ausgebildet, und läßt sich praktisch kaum trennen, da sehr häufig die Fauna mit der vorhergehenden vermischt ist. Während am Kalten Feld im Streblitenlager wohl *Div. Crussoliensis* und *Ras. trifurcata* gefunden wird, liegt *Idoc. Balderum* hier höher. *Strebl. tenuilobatus* und *Div. Crussoliensis* fehlen. Der Kalk ist in den *Balderus*-Lagen härter und reiner ausgebildet. Im Gegensatz dazu fand ich in Tuttlingen *Idoc. Balderum* in der Oolithbank zusammen mit *Div. Crussoliensis* und *Ras. trifurcata*. Von Aalen sind mir die Verhältnisse in diesem Horizont leider nicht genügend bekannt. Die selbständige Balderusbank ähnlich wie in der Gegend des Kalten Feldes beschreibt Grünvogel (**33**) vom Hohenzollerngebiet. Es scheinen in dieser Beziehung die Verhältnisse nicht gleichmäßig durch ganz Schwaben zu sein. Darauf wird später noch zurückzukommen sein.

Über der *Balderus*-Bank, und wo dieselbe fehlt, wie in Tuttlingen, unmittelbar über dem *Streblites-Div. Crussoliensis*-Horizont, folgen die charakteristischen unverkennbaren Quaderkalke Quenstedt's, der Weiße Jura δ, die *Pseudomutabilis*-Zone. Der ganze Horizont der *Pseudomutabilis*-Schichten ist faziell sehr gleichartig. Es handelt sich um dickgebankte, spröde, tonarme Kalke. Die Fossilführung ist nicht besonders reichlich, doch recht gleichmäßig. *Ras. pseudomutabilis* und verwandte Formen treten stellenweise nicht selten auf. Besonders häufig sind große Oppelien, ferner *Physodoceras*.

Eine weitere Teilung dieses Horizontes durchzuführen, ist nach faziellen Gesichtspunkten ausgeschlossen. Auch nach der

Fossilführung ist es nach meinen bisherigen Erfahrungen nicht wohl möglich. *Ras. phorcus*, *Ras. pseudomutabilis*, *Ras. eudoxa* scheinen ziemlich gleichmäßig verteilt zu sein. In einer Aufsammlung von Onstmettingen waren all die verschiedenen Formen sehr zahlreich, alle aus dem gleichen Horizont regellos verteilt. Wenn Salfeld unter den eigentlichen *Pseudomutabilis*-Schichten, in der *Balderus*-Zone die Zone des *Am. Yo.* feststellen wollte, auf Grund von engnabligen Formen, die dem *Amm. Contéjani* nahestünden, so kann ich dies in der Form durchaus nicht bestätigen (vgl. unten). Haizmann (**34**) hat zwar versucht, trotz alledem eine Gliederung auch in diesen Quaderkalken durchzuführen. Er schied einen unteren Teil der Quaderkalke als Krebskalke aus auf Grund des ziemlich reichen Vorkommens von *Eopagurus Neuhausensis*. Dieser kleine Krebs kommt hier tatsächlich ziemlich reichlich vor. Diese Untergliederung kann jedoch nur einen mehr lokalen Wert beanspruchen. Für den vorliegenden Zweck eines weiteren Vergleiches kann diese Gliederung nicht benützt werden. Nach den Ammoniten konnte auch Haizmann keine weitere Einteilung feststellen.

Was die höheren Horizonte betrifft, so habe ich dieselben selber nicht eingehender untersucht. Ich verweise auf die Untersuchungen von Berckhemer (**3**) und H. Fischer (**26**). Da diese Untersuchungen nur in vorläufigen Mitteilungen vorliegen, und da vor allem die eingehende Bearbeitung der Ammonitenfaunen bis jetzt noch nicht durchgeführt ist, so muß auch auf einen Vergleich mit der Zonengliederung Salfeld's vorläufig verzichtet werden.

B. Vergleich mit den Verhältnissen des Fränkischen Jura.

Den Fränkischen Jura kenne ich leider nicht aus eigener Anschauung. Für die Dogger-Malm-Grenze, die anscheinend ziemlich komplizierte Verhältnisse aufweist, bieten die Untersuchungen L. Reuter's (**65**), die später für den Nordteil des Fränkischen Jura, durch C. Dorn in manchen Punkten berichtigt wurden (**17**, **18**, **19**), eine gute Unterlage für den Vergleich.

Die Makrocephalenschichten setzen sich von Schwaben her in kalkiger und oolithischer Fazies durch ganz Mittelfranken fort (**65**). In der Gegend von Regensburg herrschen ebenfalls noch Eisenoolithe (**56**). Gegen N nach Reuter in der Gegend von Rüsselbach und Pegnitz wird die kalkige oolithische Fazies allmählich

durch eine tonige mit Phosphoriten ersetzt, und noch weiter gegen N tritt an deren Stelle die pyritische Fazies, ebenfalls mehr oder weniger tonig, anstatt der Phosphorite jedoch mit Pyriten. Die Obergrenze dieser pyritischen Tone ist im N durch eine Schicht mit brotlaibförmigen Knollen gebildet (**17**). Diese Schicht der brotlaibförmigen Knollen scheint zum mindesten am Westrand ziemlich allgemein an der Obergrenze der Makrocephalenschichten vorhanden zu sein (**18**). Es zeigt sich darin deutlich eine Anreicherung von Kalk.

Die nun folgenden Zonen des *Cosm. Jason*, des *Cosm. Castor* und *Pollux*, des *Cosm. ornatum*, die Reuter unterscheiden konnte, sind gewöhnlich nicht mehr in ihrer ursprünglichen ungestörten Lagerung vorhanden. Häufig fehlen sogar sämtliche drei Zonen und sind dann nur in ihren Fossilien nachzuweisen. Nach Ablagerung dieser Schichten, die den Ornatentonen im weiteren Sinne in Württemberg entsprechen, fand eine Aufarbeitung der Sedimente statt, die dieselben zerstörte und nur in der sog. Geröllschicht die abgerollten Fossilien übrig ließ. Die Aufarbeitung ging verschieden tief. Reuter hat das (**65**) auf einer Karte übersichtlich dargestellt.

Über der Geröllschicht, die die Fossilien der Ornatenzone führt, soll nach Reuter unter Auslassung der *Biarmatum*-Zone sofort die *Transversarius*-Zone folgen. C. Dorn konnte diese Angabe auf Grund seiner Grabungen berichtigen, indem er in einer 8—20 cm mächtigen Glaukonitmergel- und Knollenschicht die *Biarmatum*-Zone feststellte (**17**). 1920 konnte dies (**18**) durch die wichtige Beobachtung erweitert werden, daß zwischen der Geröllschicht, die die aufgearbeiteten Ornatentone darstellt, und der eigentlichen *Biarmatum*-Zone geschieferte schwarzbraune Tone vorhanden sind in der ursprünglichen Lagerung. Dieselben wurden früher auch von Dorn noch in die Geröllschicht gestellt. Doch konnte er durch genaue Grabungen nachweisen, daß auf den Schichtflächen dünn gedrückte Perisphincten vorkommen, die sich von der Schichtfläche abheben lassen, jedoch sofort zerbrechen. Das sind ganz ähnliche Verhältnisse, wie sie auch die Grenztone in Schwaben aufweisen. Die größeren Perisphincten, die auftreten, sind stets ganz platt gedrückt, und können nur durch Grabung überhaupt gewonnen werden. Wichtig ist der Nachweis von *Card. cordatum* (**18**, p. 45 und 52).

Erst über dieser sehr wenig mächtigen Zone des *Card. cordatum*, die jedoch von der Geröllschicht zu trennen ist, folgt die *Biarmatum*-Zone, indem die schwarzbraune, dann dunkelgraue Färbung allmählich in grünlichgrau übergeht. „Nesterweise sind die Mergel infolge Anreicherung von Glaukonitkörnchen tiefgrün gefärbt. Geschlämmt findet man zahlreiche Glimmerschüppchen. In den Mergeln liegen zerstreut Knollen eines dunkelgrauen Kalksteins" (**17**, p. 97). Die vorkommenden Fossilien sind abgerollt.

Die besprochenen Zonen müssen in folgender Weise mit den aus Schwaben bekannten Verhältnissen parallelisiert werden. Makrocephalenzone ist klar. Die schwäbischen Ornatentone im weiteren Sinne sind durch die Geröllschicht vertreten. Darüber folgt der *Cordatum*-Horizont. Nach dem Vorkommen des *Card. cordatum* könnte dieser Horizont in die *Lamberti*-Knollen gestellt werden, ebenso gut aber auch höher in die fossilarmen Grenztone. Eine Entscheidung auf diese Weise ist zunächst nicht möglich. Die *Biarmatum*-Zone in Franken, wie sie Dorn beschreibt, ist sicher über die *Lamberti*-Zone zu stellen und unter die *Transversarius*-Schichten, also in die Grenztone Schwabens. Dem entspricht nicht nur die stratigraphische Lage unter den *Transversarius*-Schichten, sondern auch der paläontologische Inhalt.

Leider sind im südlichen Teil des Fränkischen Jura die Verhältnisse in diesen Zonen nicht genauer untersucht worden. Doch dürften sie überall ziemlich ähnlich sein. Schon in der Gegend von Kirchheim und Göppingen fehlt ja die *Ornatum*-Zone, ist also der obere Teil entweder gar nicht abgelagert, was sehr unwahrscheinlich ist, oder nachträglich wieder aufgearbeitet. Und in der Gegend von Bopfingen (**1**) liegt schon rein phosphoritische Fazies vor, und schrumpft die Mächtigkeit sehr stark zusammen. In der Gegend von Regensburg (**56**) fehlen die Schichten teilweise, nach Pompeckj infolge nachträglicher Aufarbeitung, die submarin vor sich ging, und sind teilweise (am Regenstaufer Galgenberg) als wenig mächtige teils glaukonitische, teils oolithische Mergel abgelagert.

Über den Glaukonitmergeln und Knollen der *Biarmatum*-Zone im nördlichen Franken folgt eine Bank sehr harter Kalksteine 30—50 cm mächtig (**17**, p. 107), die von einer ebenfalls nur wenig mächtigen Mergelknollenschicht überlagert wird. *Pelt. transversarium* wurde in diesem Horizont bis jetzt noch nicht gefunden. Typisch ist nach Dorn *Pelt. Uhligi*, *Per. Warthae*, *Per. lucingensis*

(**17**), ferner *Asp. perarmatum*, *Ochetoceras canaliculatum* (**19**), sowie *Pelt. Berrense* (**21**)[1]. Außerdem konnte in diesem Horizont *Card. alternans* festgestellt werden (**19**). Dorn hat diesen Horizont den *Transversarius*-Schichten gleichgesetzt. Dafür spricht einerseits die stratigraphische Lagerung, über der *Biarmatum*-Zone und unter den *Alternans*-Schichten. In dieser Richtung kann auch der Fossilgehalt ausgedeutet werden. *Pelt. Berrense* kommt im südwestlichen Schwaben — aus anderen Gegenden kenne ich es nicht — mit *Pelt. transversarium* zusammen vor, und ist dort häufiger als *Pelt. transversarium*. *Pelt. Uhligi* fehlt meines Wissens in Schwaben. Nach Oppenheimer (**54**) ist diese Form jedoch auch in den *Transversarius*-Horizont zu stellen. *Och. canaliculatum* ist ebenso wie die anderen Oppelien, die Dorn angibt, nicht beweiskräftig, da sie sämtliche in Schwaben wenigstens auch höher vorkommen. *Per.*

[1] Außer den obenerwähnten Formen hat Dorn (**21**) aus den *Transversarius*-Schichten Nordfrankens auch eine *Ringsteadia* beschrieben. Nachdem Ringsteadien aus dem Schwäbischen Jura bekannt geworden sind und neuerdings auch aus Pommern (**16**) und zwar ziemlich zahlreich, das Verbreitungsgebiet also gegenüber den ursprünglichen Annahmen Salfeld's (**74**) wesentlich erweitert werden muß, wäre diese Tatsache an sich nicht weiter verwunderlich. Im Gegenteil macht die als offen anzunehmende Verbindung des Schwäbischen Jura über den fränkischen und böhmischen nach dem Pommerschen derartiges fast notwendig. Auffällig ist jedoch das Vorkommen in den *Transversarius*-Schichten. Ringsteadien sind bis jetzt nur aus dem obersten Oxford und dem untersten Kimmeridge bekannt.

Dorn hat leider nur Jugendformen abgebildet, die, wie schon Salfeld l. c. betonte, die Gattungscharakteristika nicht scharf erkennen lassen, sondern weitgehend mit anderen Formen übereinstimmen (*Involuticeras*). Die Altersformen sollen nach Dorn einem von Oppenheimer (**54**) abgebildeten Stück gleichen. Dieses letztere stimmt allerdings in seinem äußeren Habitus verhältnismäßig gut mit manchen Ringsteadien, doch ist nach der Abbildung Oppenheimer's die Lobenlinie eine ganz andere. Prinzipiell verschieden bei den Stücken Dorn's ist der Nabelabfall, der bei *Ringsteadia* flach und sanft ist, ein Merkmal, das besonders auch Dohm (l. c.) bei der Revision der Gattung stark betonte.

Solange nicht einwandfrei sichere Ringsteadien aus dem Horizont der *Transversarius*-Schichten festgestellt sind, auch die Lücke bis zum eigentlichen *Ringsteadia*-Horizont nicht durch Funde überbrückt ist und sich die prinzipiell verschiedene Lobenlinie des Oppenheimer'schen Stückes nicht als falsch gezeichnet herausstellt, möchte ich dem fränkischen Stücke der *Ringst. Salfeldi* etwas skeptisch gegenüberstehen, zumal da konvergente Formen unter den Perisphincten der *Transversarius*-Schichten und denen des mittleren Malm auch sonst sehr häufig sind.

Warthae findet sich in Schwaben nur in dem *Transversarius*-Horizont, geht jedoch nach Salfeld (**71**) in andern Gebieten höher hinauf, indem er mit *Card. alternans* zusammen auftritt. In Schwaben liegen beide Formen stets getrennt, wahrscheinlich aus faziellen Gründen; Dorn wies jetzt jedoch *Card. alternans* auch aus diesem Horizont nach, zusammen mit *Per. Warthae*. Wenn also dieser Horizont tatsächlich die *Transversarius*-Zone repräsentieren würde, so würde das bedeuten, daß *Card. alternans* in Schwaben gegenüber Franken verspätet auftritt. Wenn *Pelt. Uhligi* und *Pelt. Berrense* und die stratigraphische Lagerung im Profil die Richtigkeit der Annahme bestätigen, so muß doch gesagt werden, daß diese Zone nicht eindeutig den *Transversarius*-Schichten gleichgesetzt werden kann. Die obere Grenze kann nach rein paläontologischen Gesichtspunkten nicht in beiden Fällen als gleichzeitig festgelegt werden. Das Aufhören der größeren Aspidoceraten usf. kann ja ebenso wohl durch die Fazies der *Impressa*-Mergel bedingt sein, wie das Aufhören des *Per. Warthae* sicher dadurch bedingt ist. Als einigermaßen gleichzeitig kann die untere Grenze gegen die *Biarmatum*-Zone angesehen werden, soweit bei der Fossilarmut in Schwaben und bei dem allmählichen Übergang der Grenztone in die *Transversarius*-Schichten überhaupt von einer sicheren Grenze zu sprechen ist.

Unklar liegen die Verhältnisse in der Regensburger Gegend. Die *Biarmatum*-Zone, wie sie Pompeckj dort ausgeschieden hat (**56**), ist am Keilberg und am Galgenberg von Regenstauf ganz verschieden ausgebildet. Im einen Fall glaukonitische, teilweise sandige Mergel von ungefähr 50 cm Mächtigkeit, im andern Fall hellgelbe, unregelmäßig geschieferte Mergel von 2 m Mächtigkeit mit verdrückten, teilweise zerbrochenen Perisphincten, Verhältnisse, wie sie in manchen Punkten an die Grenztone erinnern. Die *Transversarius*-Zone ist durch etwas härteren Mergelkalk gebildet. Die Fossilführung ist jedoch nicht so, daß sichere Vergleiche gezogen werden können.

Diese Schwierigkeiten bestehen nun besonders für die folgenden Glieder des unteren und mittleren Weißen Jura. Nach den Angaben von P. Dorn (**21**) ist die Zonengliederung, was die Verteilung von *Pelt. bimammatum*, *Id. planula*, *Opp. Wenzeli*, *Sutn. platynota* betrifft, ziemlich übereinstimmend mit den schwäbischen Verhältnissen. Im großen ganzen scheinen die Kalke etwas mehr

vorzuherrschen gegenüber den Mergeln, als in Schwaben. Dasselbe zeigen auch die Angaben Pompeckj's von der Regensburger Gegend, wo zudem in den Bimammatenschichten und in der *Tenuilobata*-Zone Oolithe ziemlich regelmäßig auftreten, während in Schwaben Oolithe nur in der Tuttlinger Gegend aus dem obersten γ bis jetzt bekannt geworden sind. Die *Pseudomutabilis*-Zone führt Feuersteinknollen.

Aus der Gegend von Eichstätt und Neuburg erlauben die Untersuchungen Schneid's, wenigstens für den mittleren Weißen Jura einige genauere Angaben (**79**). Über ungefähr 20 m mächtigen „hellen, bis licht aschgrauen Bankkalken" mit tonreicheren Zwischenlagen folgt eine 8—10 m mächtige Partie dünnbankigerer, ruppiger Kalke von mehr gelblicher Farbe und ohne Tonzwischenlagen. Aus dem unteren Teil werden *Per. effrenatus*, *Lothari*, *inconditus* u. a. angeführt. Daneben *Asp.* (richt. *Phys.*) *Uhlandi*, *Opp. tenuilobata* usf. Es ergibt sich aus dieser Zusammenstellung, daß die verschiedenen Zonen, die in Schwaben in γ getrennt werden können, vermischt sind. Inwieweit dies auf der Bestimmung, inwieweit dies auf nicht genau profilmäßiger Auswertung des Materials beruht, läßt sich nicht sagen. Sicher kann nur festgestellt werden, daß die untere mehr tonreiche Partie dem schwäbischen Mittel-γ entspricht, z. T. vielleicht sogar noch dem Ober-γ. Es zeigt sich auch hier, daß die Gesamtfazies in Franken mehr kalkig ist als in Schwaben. Die obere Partie betrachtet Schneid provisorisch als der *Balderus*-Zone entsprechend. Fossilien gibt er nicht an. Die 30—40 m mächtige *Pseudomutabilis*-Zone, die nun folgt, weist keinerlei wesentliche Unterschiede gegenüber Schwaben auf.

C. Vergleich mit den Juraablagerungen des Aargau.

Verhältnismäßig wenig bekannt und selten richtig gewürdigt sind die ganz interessanten Verhältnisse des nordschweizerischen Oxford. De Loriol (**47**, **48**) hat nur das Oxford in rauracischer Fazies, als Renggeriton, beschrieben. Mühlberg[1], der eine eingehende Bearbeitung des Schweizer Dogger gegeben hat, berührte nur ganz kurz die Verhältnisse des Oxford. So sind es großenteils noch die veralteten Untersuchungen von Mösch (**50**), die mehr den nördlich anschließenden Randen betreffenden Untersuchungen

[1] M. Mühlberg, Vorläufige Mitteilung über die Stratigraphie des braunen Jura im nordschweizerischen Juragebirge. Ecl. geol. Helv. Bd. 6. 1900.

Schalch's (**75**, **76** u. a. nicht ausdrücklich zitierte Arbeiten) und die, wenn auch kurze, so doch sehr gute Übersicht bei Heim (**35**), die einen gewissen Überblick vermitteln. Auf eigenen Exkursionen konnte ich das Bild, das sich aus den spärlichen Literaturangaben gewinnen läßt, etwas abrunden, leider nicht in dem Maße, wie ich es gewünscht hätte. Im mittleren Malm, und schon in den dem schwäbischen β entsprechenden Schichten setzen die Faziesverschiedenheiten ein, an denen einst die Gliederung von Mösch gescheitert ist, die erst Greppin und Rollier in ihrer wirklichen Bedeutung erkannt haben. Diese Faziesverschiedenheiten machen auch heute noch ein klares Bild unmöglich. Es wären eingehende, vor allem auch paläontologische Untersuchungen notwendig. Ich werde mich daher bei dem vorliegenden Überblick auf den unteren Weißen Jura beschränken.

Der Makrocephalenhorizont wird schon im südwestlichen Teil des Schwäbischen Jura rein eisenoolithisch. Am Randen ist das noch ausgeprägter (**75**). In derselben Fazies zieht dieser Horizont sich ins Aargau fort. Doch schon in der Gegend von Gelterkinden treten neben den Eisenoolithen anscheinend sandige und spätige Kalke auf (**14**). Gegen SW in das rauracische Faziesgebiet hinein verschwinden die Eisenoolithe ganz zugunsten eines spätigen Kalkes, der sog. Dalle nacrée. Unter der Dalle nacrée, die eine Echinodermenbreccie darstellt, liegen gewöhnlich sandige oder tonige Kalke, jedoch nur in geringer Mächtigkeit (**47**, **48**).

Sehr große Unterschiede gegenüber der schwäbischen Ausbildung haben die Ornatenschichten. Schon oben wurde erwähnt, daß in der Balinger Gegend lokal sich Oolithe einschalten, daß im Randen die Mächtigkeit sehr zusammenschrumpft. Tatsächlich ist schon am Randen das Profil, wie es in Schwaben sich nachweisen läßt, nicht mehr vorhanden. 1,5—2 m mächtige bröckelige Tonmergel mit Kalkknauern und Oolithkörnern stellen ihrem Fossilgehalt nach die ganze Schichtfolge der Ornatentone, *Lamberti*-Schichten, Grenztone, letztere zum mindesten zum Teil, dar. *Cosm. Jason*, *Quenst. Lamberti*, *Card. cordatum* u. a. gibt Schalch aus dieser Schichtfolge an (**76**). Der Horizont ist leider sehr schlecht aufgeschlossen, meistens durch Ackerbau verdeckt, so daß es mir nicht möglich war, am Randen genaueres über die Fossilführung festzustellen. Sehr interessant und wichtig wäre es, zu erfahren, ob die erwähnten Fossilien gleichmäßig in dem Horizont verteilt

sind oder nicht, ob ein Teil der Fossilien Abrollungserscheinungen erkennen läßt. Wenn diese letztere Annahme mir aus anderen Gründen auch wahrscheinlich erscheint, so muß doch gesagt werden, daß Sicheres nicht bekannt ist.

Die starke Mächtigkeitsabnahme dieses Horizontes schon gegen den Randen zu setzt sich ins Aargau fort. Neben der Fazies, die schon am Randen auftrat — bröckelige Mergel usf. — tritt hier noch eine andere Fazies auf, nämlich Eisenoolith. Auch in der eisenoolithischen Fazies ist die Mächtigkeit nur eine ganz geringe. Schon Mösch (**50**) wies darauf hin, daß es ihm unmöglich sei, nach Fossilien die verschiedenen Zonen zu trennen, die Oppel(**52**) ausgeschieden habe. Buxtorf (**14**) konnte ein genaues Profil nicht feststellen, da die Aufschlüsse in diesem wenig mächtigen Horizont sehr schlecht sind. Nach den von ihm angegebenen Fossilien bestätigt sich jedoch die Angabe von Mösch, wie sie auch nach Schalch aus dem Randen wahrscheinlich ist. Was die Verteilung der beiden Fazies betrifft, so ist die Randenfazies mit bröckeligen Mergeln im nordwestlichen Teil verbreitet, während im S und im östlichen Aargau die Eisenoolithe vorkommen. Schon in Gelterkinden (SO von Basel) treten Eisenoolithkörner und eisenoolithische Konkretionen auf. Ganz gegen O verringert sich die Mächtigkeit sehr stark und im östlichsten Ausläufer, in der Lägernkette bei Freiburg, fehlt der ganze Horizont überhaupt.

Für die Frage der Fossilverteilung in diesem Horizont sind die Aufschlüsse wichtig, die die Ausbeutung der Eisenoolithe während des Krieges bei Herznach nördlich von Aarau geschaffen hat. Es ist dies ein Punkt der typischen Eisenoolithausbildung dieses Horizontes. Dort zeigte sich, daß tatsächlich die sämtlichen Fossilien gleichmäßig verteilt sind, *Cosm. Jason*, *Cosm. ornatum*, *Quenst. Lamberti*, *Card. cordatum*. Die Fossilien der tieferen Zonen waren jedoch deutlich abgerollt und zeigten typisch sämtliche Merkmale einer nachträglichen Aufarbeitung. Das sind Verhältnisse, die sehr an die der Geröllbank in Franken erinnern. Es ist naheliegend auch für den Randen, wo die Mächtigkeit so sehr reduziert ist, und für die übrigen Vorkommen im Aargau, ähnliche Verhältnisse anzunehmen, zudem wo ja die Fossilien überall nebeneinander im Gestein liegen. Während der *Card. cordatum*-Zeit oder zu Beginn derselben, wurden die Ablagerungen der Ornatenzeit umgelagert und aufgearbeitet. Es entsprechen tatsächlich die

wenig mächtigen Tonmergel und Oolithe der gesamten Schichtfolge der Ornatentone bis zu den Grenztonen.

Für die *Jason-* bis zu den *Ornatum*-Schichten bleibt diese Fazies auch im rauracischen Faziesgebiet eine ganz ähnliche. Der Spatkalk an der Obergrenze der Makrocephalenschichten geht noch in den unteren Teil dieses Horizontes herein und wird gewöhnlich von Eisenoolithen überlagert (**47**, **48**, **66**, **92**). Ganz anders jedoch ist der obere Teil ausgebildet, die *Lamberti*-Schichten und die *Cordatum*-Schichten. In den *Renggeri*-Tonen, die eine ziemliche Mächtigkeit erreichen, begegnen wir fast der gleichen Fazies, wie in den schwäbischen Ornatenschichten, nur daß dieselben eben einen höheren Horizont darstellen. Der untere Teil der *Renggeri*-Tone entspricht den schwäbischen *Lamberti*-Schichten, während im oberen ein Äquivalent der Grenztone, der *Biarmatum*-Zone vorliegt (**47**, **48**). Die obere Grenze der *Renggeri*-Tone ist schwer sicher festzustellen. De Loriol gibt *Sphaer. Chapuisi* an aus der oberen Partie. Diese kleine Form ist in Schwaben sehr charakteristisch für den untersten Teil der *Transversarius*-Schichten. Die Grenze der *Renggeri*-Tone und der Terrains à chailles liegt somit offenbar höher als die Grenze der Grenztone-*Transversarius*-Schichten, obgleich eigentlich erst in den Terrains à chailles eine Fauna auftritt, die den *Transversarius*-Schichten entspricht.

Der besprochene Horizont wird im argovischen Faziesgebiet überall gleichmäßig überlagert von den Birmensdorfer Schichten. Schon im Randengebiet ist der Übergang auch in diesem Horizont von der schwäbischen zu der argovischen Fazies. Über den Mergeln der Ornaten- und Cordatenschichten folgen knollige Kalke mit Glaukonit in Schwammfazies mit einer reichen Ammonitenfauna (**75**, **76**). Schon Schalch hat daher entsprechend der großen Ähnlichkeit diesen Horizont als Birmensdorfer Schichten bezeichnet. Im Aargau ist die Ausbildung eine ganz ähnliche. In geringer Mächtigkeit liegen knollige, gelblich gefärbte, ruppige Kalkbänke vor, die von etwas dunkler gefärbten Mergeln zwischenlagert werden. Gegen oben werden die Mergel etwas heller. In den Kalkbänken ist die Fossilführung eine sehr reiche. Einzelne Bänke sind manchmal fast ganz aus Fossilien, großenteils Perisphincten, zusammengesetzt, und können beinahe als Ammonitenbreccie bezeichnet werden. Gute Aufschlüsse sind zwar nur selten. Doch konnte ich die Verhältnisse an einigen Punkten sehr schön untersuchen.

Besonders charakteristisch sind die schönen Aufschlüsse an der berühmten durch Amsler aufgenommenen Staffelegg-Straße nördlich von Aarau. — Die Ammoniten sind gut erhalten und lösen sich häufig leicht aus dem mergeligen Kalk. Meist sind sie jedoch auf der Oberseite stark korrodiert. In vielen Fällen sind sie in harte Kalkkonkretionen eingeschlossen, aus denen sie kaum befreit werden können. Die Steinkerne sind oft bewachsen, mit Schwämmen, Serpeln usf. Neben Perisphincten sind besonders Scyphien für die Fauna charakteristisch.

Unter den Perisphincten, die ich dort sammelte, bestimmte ich u. a. *Per. Martelli*, *Per.* cf. *Warthae mut. antecedens*, *Per. Warthae*, *Per. Lucingensis*, *Per. Elisabethae*. Diese verschiedenen Formen — ihr Erhaltungszustand ist oben schon charakterisiert worden — stammen alle aus der gleichen Bank, die ungefähr eine Mächtigkeit von 30 cm besitzend, fast ganz aus Ammoniten bestand.

Per. Martelli und *Per. Warthae* kommen auch in den schwäbischen *Transversarius*-Schichten vor. Aus Franken sind in diesem Horizont u. a. bekannt *Per. Elisabethae*, *Per. Lucingensis*, *Per. Warthae*. Es kann daher schon dem Fossilgehalt nach kein Zweifel darüber sein, daß dieser Horizont der Birmensdorfer Schichten den *Transversarius*-Schichten entspricht. Es ist ja nach Mösch auch *Pelt. transversarium* aus diesem Horizont schon gefunden worden. Zu diesem rein paläontologischen Vergleich kommt eine stratigraphische Bestätigung insofern, als in dem vermittelnden Randengebiet der Übergang zwischen beiden Vorkommen vorliegt, als sowohl die *Transversarius*-Schichten wie auch die Birmensdorfer Schichten die gleichen Horizonte überlagern, und als sowohl die *Transversarius*- wie auch die Birmensdorfer Schichten von den *Impressa*-Mergeln bzw. den Effinger Schichten überlagert werden, die sich ebenfalls entsprechen.

Die Fazies der Birmensdorfer Schichten in der geschilderten Ausbildung läßt sich vom Randen in das Aargau verfolgen, und ist überall dort charakteristisch, auch im südlichen Aargau. Gegen W folgt dann der allmähliche Übergang in die rauracische Fazies (Pholadomyenschichten usf.). Die Grenze zieht schon südlich von Basel im Basler Tafeljura durch. In Liestal und im O von Liestal sind die typischen Birmensdorfer Schichten, westlich von Liestal treten an deren Stelle Pholadomyenkalke. Noch weiter im SW folgen die Terrains à chailles, die die *Renggeri*-Tone überlagern.

Wie schon oben gezeigt, liegt wahrscheinlich die Grenze der *Renggeri*-Tone und der Terrains à chailles etwas höher als die untere Grenze der Birmensdorfer Schichten. *Pelt. transversarium* wird aus diesen Schichten angegeben. Es sind helle Mergel mit Kalk, teilweise auch mit Kieselknollen. Die obere Grenze der Terrains à chailles genau zu ziehen, ist mir heute unmöglich.

Im argovischen Faziesbezirk folgen über den Birmensdorfer Schichten die Effinger Schichten, die zwar sehr fossilarm sind, aber in ihrer Fazies im übrigen vollkommen die schwäbischen *Impressa*-Mergel vertreten. Auch stratigraphisch entsprechen sie denselben sicher. Sie lassen sich über den Randen weg unmittelbar verfolgen.

Über den Effinger Schichten folgen im Aargau die Gaisbergschichten, die Wangener Schichten, die *Crenularis*-Schichten, die *Letzi*-Schichten, die Badener Schichten. Es sind dies alles mehr oder weniger lokale Faziesbezeichnungen, die Mösch seinerzeit eingeführt hatte. Ein genauer Vergleich ist vorläufig nicht möglich. Die einzelnen Horizonte unter sich sind ja heute selber noch nicht einwandfrei parallelisierbar. Die Angaben von Mösch sind sehr unklar und häufig sogar unrichtig, da die Parallelisierung mit den rauracischen Ablagerungen großenteils falsch durchgeführt ist. Dem Fossilgehalt nach müssen die Badener Schichten zum mindesten das gesamte schwäbische γ umfassen von der Zone der *Sutn. platynota* an, und wahrscheinlich noch in die *Pseudomutabilis*-Schichten hineinreichen. Gaißbergschichten, Wangener Schichten scheinen sich im Aargau stellenweise zu vertreten gegenseitig. Die *Crenularis*-Schichten sind im Aargau häufig etwas glaukonitisch, und führen vor allem eine reiche Brachiopodenfauna. Abgesehen von den ganz großen Zügen ist eine Parallelisierung nicht möglich. Sicher ist nur, daß die Birmensdorfer Schichten den *Transversarius*-Schichten und die Effinger Schichten den *Impressa*-Mergeln entsprechen. Doch schon die obere Grenze der *Impressa*-Mergel und der Effinger Schichten ist nicht mehr vergleichbar. Die Badener Schichten müssen wenigstens teilweise dem schwäbischen γ entsprechen. Die zwischenliegenden von Mösch ausgeschiedenen Faziesbezeichnungen müssen dem β Quenstedt's ungefähr entsprechen. Als bemerkenswert muß nur festgestellt werden, daß im Aargau nach den Effinger Schichten ebenso wie in Franken nach den *Alternans*-Schichten im Gegensatz zu Schwaben die Mergel sehr stark zurücktreten zugunsten von Kalken.

Der Randen hat in diesen Horizonten des mittleren Malm noch ausgesprochen die schwäbische Fazies.

Der kurze Überblick zeigt, daß nicht einmal eine endgültige Parallelisierung im Aargau möglich ist. Schon diese einfache Tatsache charakterisiert die Unmöglichkeit, sowohl die argovische als auch die rauracische Fazies, ohne sie getrennt zu halten, einem Zonenschema einordnen zu wollen, wie dies Salfeld (**71**) versucht hat. Die von dem oben Geäußerten abweichenden Ansichten bei Salfeld ergeben sich aus der ungenügenden Bewertung der verschiedenen Faziesausbildung.

D. Vergleich mit dem nordwestdeutschen Jura nach Salfelds Zoneneinteilung.

Für Nordwestdeutschland muß als Grundlage des Vergleichs die Zonengliederung Salfeld's genommen werden, die bis jetzt die einzige stratigraphische Darstellung des nordwestdeutschen Jura ist, welche die notwendigen Voraussetzungen zum stratigraphischen Vergleich bietet. Die Ammonitenarmut des nordwestdeutschen Jura in vielen Horizonten des Malm erschwert einen exakten Vergleich in mancher Hinsicht sehr stark.

Für die Ornatentone liegen neuere Untersuchungen meines Wissens nicht vor. Wichtig wäre vor allem die Grenze zwischen den Ornatentonen und den Heersumer Schichten einigermaßen exakt stratigraphisch festzulegen. Das erscheint aber nach den vorliegenden Angaben nicht möglich. Während v. Seebach (**83**) nur *Am. Jason, ornatus* und *Lamberti* angibt, wobei *Card. cordatum* fehlen soll, will Brauns (**10**) ganz entsprechend mit den süddeutschen Verhältnissen eine Zweiteilung der Ornatenzone durchführen können, in eine untere Abteilung mit *Cosm. Jason* und eine obere mit *Cosm. ornatum, Quenst. Lamberti* und häufig auch *Card. cordatum*. Inwieweit hier jedoch auch die unteren Heersumer Schichten in der Umgrenzung Salfeld's mit einbezogen sind, läßt sich nicht feststellen. Am Heersumer Bruch sind die Ornatentone leider nicht mehr erschlossen. Die Fazies der Ornatentone, wie sie allgemein geschildert wird, könnte es an sich sehr wohl vermuten lassen, daß die Faziesgrenze nicht scharf und in verschiedenen Gegenden verschieden ist. Auch die Ornatentone sollen sandige und glimmerige, teilweise schieferige Mergel und z. T. auch Tone darstellen. Die Heersumer Schichten sind ebenfalls

sandig und glimmerreich, nur etwas mehr kalkig. Löwe (**49**) gibt aus dem Wesergebirge ebenfalls sandige, glimmerhaltige Tone an. Die Grenze gegen die Heersumer Schichten war jedoch auch dort anscheinend nirgends erschlossen. Die Ornatentone des Wesergebirges entsprechen „nach ihrer Fauna im wesentlichen nur der Zone des *Cosm. Jason*, während Formen aus der Verwandtschaft des *Cosm. ornatum* oder andere für die obere Zone der Ornatentone bezeichnende Versteinerungen, abgesehen von *Quenst.* aus der Gruppe des *Leachi* nicht festgestellt werden konnten".

Während an anderen Orten anscheinend Geröllhorizonte und Horizonte mit Phosphoritkonkretionen an der Obergrenze der Ornatentone nachgewiesen wurden — Beobachtungen, die sehr an Schwaben gemahnen —, kann Löwe das vom Wesergebirge nicht bestätigen.

Die Heersumer Schichten sind charakteristisch ausgebildet im Vorholz bei Hildesheim mit dem berühmten Aufschluß im Heersumer Steinbruch. Eine ähnliche Ausbildung weisen die Heersumer Schichten überall, von wo ich sie kenne, auf. Sie sind stets gebildet durch mehr oder weniger stark sandige und glimmerhaltige Kalke und Mergel. Gegen ihre Obergrenze werden sie etwas reiner kalkig, werden korallenreich und schließen gewöhnlich mit einer fast ganz aus Korallen zusammengesetzten Bank ab, der Korallenbank. In diesem oberen Teil werden die Kalke teilweise oolithisch. v. Seebach schied sogar eine eigene Stufe der Korallenschichten aus (**83**), während Brauns (**10**) diese Korallenschichten mit den Heersumer Schichten vereinigte, worin Salfeld ihm beistimmte.

Die Heersumer Schichten hat Salfeld ihrem paläontologischen Inhalt nach in zwei Zonen eingeteilt, dazu noch eine dritte, die die Korallenschichten umfaßt. Die untere Zone soll vor allem durch *Card. tenuicostatum* repräsentiert sein, während in der oberen *Card. cordatum*, *Goliathum*, ferner *Per. biplex*, *Martelli* usf. auftritt. In der Korallenbank werden im Gegensatz zu den eigentlichen Heersumer Schichten die Ammoniten seltener. Anstatt *Per. biplex* und *Martelli* kommt eine Form vor, die Salfeld (**70**) als *Per.* cf. *Warthae mut. antecedens* beschrieben hat. Die Heersumer Schichten entsprechen nach Salfeld den schwäbischen *Transversarius*-Schichten, und zwar vor allem auf Grund des Vorkommens von *Per. Martelli*. *Per. Martelli* tritt tatsächlich in den *Transversarius*-Schichten auf. *Card. cordatum* dagegen fehlt in

denselben. Letztere Form tritt tiefer auf, in den Grenztonen. In den Grenztonen sind ziemlich häufig Perisphincten aus der *Biplex*-Gruppe, die jedoch wegen der schlechten verdrückten Erhaltung nicht genau zu bestimmen sind. Es müssen daher mindestens die Grenztone noch den oberen Heersumer Schichten entsprechen. *Card. tenuicostatum* ist bis jetzt in Schwaben noch nicht nachgewiesen. Ob auch diese untere Zone der Heersumer Schichten noch in die Grenztone zu stellen ist, läßt sich mit Sicherheit nicht sagen. *Card. cordatum* tritt ja in Schwaben sogar schon selten in den *Lamberti*-Schichten auf. Aus der Ausdrucksweise Salfeld's geht es nicht mit Sicherheit hervor, ob *Card. cordatum* erst in der oberen Zone auftritt, oder ob er in der unteren Zone nur mehr zurücktritt. Das Vorkommen von *Quenst. Lamberti* in den oberen Ornatentonen, wie es nach den Angaben bei Brauns wahrscheinlich erscheint, würde dafür sprechen, daß die gesamten Heersumer Schichten auch mit *Card. tenuicostatum* den schwäbischen Grenztonen entsprechen. Das Vorkommen eines Geröll- und Phosphorithorizontes an der Grenze von Ornatentonen und Heersumer Schichten würde in diesem Fall eine ganz auffällige Parallele darstellen, da ein Phosphorithorizont ja auch in Schwaben die Ornatentone abschließt gegenüber den Grenztonen.

Die Korallenschichten mit *Per.* cf. *Warthae mut. antecedens*, die den obersten Teil der Heersumer Schichten darstellen, sind ebenfalls in den *Transversarius*-Schichten zu suchen. *Per.* cf. *Warthae mut. antecedens* konnte ich zwar in den *Transversarius*-Schichten nicht finden, habe diese Form dagegen in typischen Stücken aus den Birmensdorfer Schichten, die aus anderen Gründen den *Transversarius*-Schichten entsprechen.

Die Angaben Salfeld's müssen daher etwas berichtigt werden insofern, als die Heersumer Schichten nicht den *Transversarius*-Schichten entsprechen, sondern daß sie ihre Äquivalente in den Grenztonen haben und nur in ihrem oberen Teil noch in die *Transversarius*-Schichten hereinreichen.

Über den Heersumer Schichten folgt in Nordwestdeutschland der Korallenoolith. Die stratigraphische Stellung dieses Horizontes, der im allgemeinen fossilarm und gleichförmig ausgebildet ist, hat erst Salfeld endgültig geklärt. In der Gegend von Hildesheim, im Vorholz, ist die untere Partie durch tonige und mergelige Schichten gebildet mit Hornsteinlinsen, während festere Kalke und

Oolithe erst gegen oben auftreten. Neben den Mergeln kommen auch dolomitische Schichten vor. Der obere Korallenoolith wird durch die bei Hildesheim sehr typischen *Humeralis*-Schichten gebildet. Dieselben sind mehr mergelig, zeichnen sich jedoch gegenüber der Hauptmasse des Korallenooliths durch sehr starke Fossilanreicherung aus, die Fauna ist durch Brachiopoden (*Ter. humeralis*, *Rhynch. pinguis*) und Echinodermen besonders charakterisiert. Die Steinkerne der Fossilien sind häufig bewachsen. *Ter. humeralis* tritt lokal annähernd gesteinsbildend auf. In der Gegend von Hannover tritt die mergelige Ausbildung gegenüber der oolithischen mehr zurück, ist aber sonst der von Hildesheim ziemlich ähnlich (**83**). Am Selter und Ith treten im unteren Korallenoolith neben „Kalken mit Hornsteinlinsen auch mergelige und tonige Schichten" auf (**91**), während gegen oben reinere Oolithe vorherrschen. Die typischen *Humeralis*-Schichten fehlen, dagegen ist der obere Korallenoolith durch feinoolithische Kalke gebildet, in denen Nerineen und *Diceras* stellenweise sehr häufig sind. „In diesen Schichten treten dann auch breccienartige Gesteine auf." Während am Selter diese Ablagerungen eine Mächtigkeit von 40 m und mehr erreichen, und auch in der Gegend von Hildesheim die Mächtigkeit eine beträchtliche ist, ist der Korallenoolith am Deister stark reduziert. Ungefähr 15 m dickbankige oolithische Kalke stellen den gesamten Korallenoolith dar, in dem Mergelzwischenlagen vollkommen fehlen. „Einzelne Lagen sind ganz erfüllt mit Fossilresten" (**80**). Die *Humeralis*-Schichten sind nicht in charakteristischer Ausbildung vorhanden. Die obersten 2—3 m sind groboolithisch „mit massenhaften Ostreen und anderen Zweischalern". Vor allem treten hier wieder, wie in der Korallenbank im Hangenden der Heersumer Schichten, sehr viele Korallen auf, so daß gewissermaßen eine zweite Korallenbank hier entsteht. Das Profil am Samkeweg (**81**) bestätigt diese Verhältnisse, nur daß hier, wie bei Hildesheim im unteren Korallenoolith häufig Hornsteinlinsen auftreten. Die Mächtigkeit beträgt annähernd 20 m. Eine ganz besondere Ausbildung zeigt der Korallenoolith im Wesergebirge (**49**). 45 m mächtige, sandige Oolithe im ganzen werden oben nicht durch die *Humeralis*-Schichten begrenzt, sondern durch ein Eisenoolithflöz, das stellenweise allerdings sehr fossilreich, mitunter sogar ausgesprochene Muschellumachellen aufweist.

Allgemein kann gesagt werden, daß nach einer mehr oder

weniger mergelig und oolithisch ausgebildeten Unterabteilung, die häufig Hornsteinlinsen führt, der Hauptteil des Korallenooliths durch reine und feste Kalkoolithe gebildet ist, während im obersten Teil die fossilreichen *Humeralis*-Schichten folgen, die am Deister durch eine Korallenbank, am Ith durch *Diceras*-Schichten und im Wesergebirge durch Eisenoolithe ersetzt sind.

Für den Vergleich ist es wichtig, daß im unteren Korallenoolith unmittelbar über der Korallenbank *Per. Warthae* gefunden wird und daß in den *Humeralis*-Schichten verhältnismäßig häufig Ringsteadien auftreten, während der Hauptteil des Korallenoolith offenbar bis jetzt keine Ammoniten geliefert hat.

Per. Warthae tritt in Boulogne sur mer zusammen mit *Card. alternans* auf. Salfeld hat demzufolge den unteren Korallenoolith den *Alternans*-Schichten, bzw. den *Impressa*-Mergeln gleichgesetzt. Nun tritt aber in Württemberg *Per. Warthae* schon in den *Transversarius*-Schichten auf und fehlt in den *Impressa*-Mergeln. In die Zone des *Per. Warthae* gehören also zum mindesten noch, wie auch Salfeld schon feststellte, die *Transversarius*-Schichten.

Für einen exakten Vergleich wäre es wichtig, die genauen Beziehungen der Zone des *Per. Warthae* und der Zone des *Card. alternans* zueinander zu kennen. Wenn in Boulogne sur mer *Per. Warthae* und *Card. alternans* in einem Horizont zusammen auftreten, so ist damit noch nicht gesagt, daß *Card. alternans* nicht höher als *Per. Warthae* auch noch vorkommt. Daß *Per. Warthae* in Schwaben überhaupt in den *Impressa*-Mergeln nicht mehr auftritt, das ist sicher teilweise auch faziell bedingt. Andererseits geht aus dem Profil von Boulogne sur mer nichts darüber hervor, wie die Obergrenze der beiden Zonen zueinander liegt. Es kann nach alledem nur gesagt werden, daß der untere Korallenoolith nach dem Vorkommen von *Per. Warthae* einem Teil der *Transversarius*-Schichten entsprechen kann, aber z. T. auch noch den *Impressa*-Mergeln. Wichtig ist auch noch die Frage der Zone des *Per.* cf. *Warthae mut. antecedens.* Diese Form liegt in den Birmensdorfer Schichten mit *Per. Warthae* zusammen. Die Verhältnisse sind dort nicht normal und dürfen als Beispiel nicht genommen werden. In Nordwestdeutschland sind die Ammoniten in diesem Horizont sehr selten, so daß auch von dort ein sicherer Maßstab nicht gewonnen werden kann. Jede Zoneneinteilung beruht dort auf vereinzelten seltenen Funden und kann daher ebenso eine Folge

des Zufalls sein. Sonst ist meines Wissens eine Ausscheidung dieser Zone nirgends möglich gewesen. Diese Zone scheint mir daher vorläufig noch zu unsicher begründet, als daß sie in Rechnung gestellt werden kann. Bei dem Fehlen der Fauna der vorhergehenden Zone, die ja verhältnismäßig reich vertreten ist in Norddeutschland, erscheint es mir vorläufig wahrscheinlicher, diesen oberen Horizont der Heersumer Schichten in die *Warthae*-Zone zu stellen, wenn *Warthae* auch erst etwas später vorkommt, zumal ja die einzelnen Formen nur ganz vereinzelt akzessorisch auftreten.

Ich möchte daher nach dem Gesagten den unteren Korallenoolith als Äquivalent der schwäbischen *Impressa*-Mergel betrachten, ohne allerdings durch exakten Zonenvergleich das sicher festlegen zu können. Wie später gezeigt wird, sprechen auch noch andere Gründe dafür.

Eine eigenartige Stellung nehmen dabei die *Transversarius*-Schichten ein. Salfeld hatte angenommen, daß die verschiedenen Zonen des *Per. Martelli* und des *Per. Warthae* in denselben noch getrennt nachgewiesen werden könnten. Das ist nicht der Fall. Am Stuifen habe ich beide Formen aus einer und derselben Kalkbank. In den Birmensdorfer Schichten fand ich die verschiedenen Formen in einer einzigen nur ungefähr 30 cm mächtigen Kalkbank, in der die Ammoniten konglomeratartig zusammenlagen.

Im gesamten mittleren Korallenoolith fehlen Ammonitenfunde. Erst in den *Humeralis*-Schichten treten wieder Cephalopoden auf, und zwar nach Salfeld Ringsteadien. Die Ringsteadien halten einen bestimmten Horizont im oberen Oxford ein, nach Profilaufnahmen Salfeld's in England und in Nordfrankreich. Sie treten auch in Schwaben in dem oberen Teil der wohlgeschichteten Kalke, wenn auch selten, auf. Den *Humeralis*-Schichten sind daher die oberen wohlgeschichteten Kalke in Schwaben gleichzusetzen. Der mittlere Korallenoolith würde dann dem oberen α und dem unteren und mittleren β entsprechen, mit *Pelt. bimammatum* und *Per. Achilles*.

Diese letzteren Ergebnisse bedeuten im wesentlichen eine Bestätigung der Ansichten Salfeld's. Etwas komplizierter werden die Verhältnisse im Kimmeridge.

Der Kimmeridge ist in Nordwestdeutschland im allgemeinen in drei Glieder geteilt worden, die mehr oder weniger faziell bedingt, als Nerineen- oder *Natica*-Schichten (Unterkimmeridge), als

Pteroceras-Schichten (Mittelkimmeridge) und als *Exogyra virgula*-Schichten (Oberkimmeridge) bezeichnet wurden. Die bezeichneten Fossilien sind jedoch alle mehr oder weniger nur Faziesfossilien und nicht horizontbeständig, in dem Sinne, wie es hier notwendig wäre. *Ex. virgula* kommt auch im Mittelkimmeridge z. T. sogar recht häufig vor.

Die Fazies ist auch im einzelnen sehr wechselnd. Der untere Kimmeridge ist im allgemeinen durch mehr mergelige und weiche Schichten gebildet. Am Samkeweg finden wir mürbe Mergel und Mergelkalke mit *Natica* (**81**). Am Selter und Ith liegen dunkle oolithische, grusige Kalke vor (**91**). Im Wesergebirge finden wir teils Kalkoolithe, insbesondere an der Basis (**49**), dann aber in der Hauptsache tonige und mergelige, auch sandige Schichten, vor allem mit einer reichen Muschel- und Brachiopodenfauna. In der Gegend von Hannover (**83**) sind es Mergelkalke wechsellagernd mit dunklen Tonen, vor allem charakteristisch durch einige Nerineenbänke. Nerineenbänke treten auch bei Hildesheim im unteren Kimmeridge auf.

Der mittlere Kimmeridge ist im allgemeinen härter und kalkig ausgebildet. Vom Selter und Ith gibt Wichmann (**91**) eine Mächtigkeit von ungefähr 40 m an. Feste Kalkbänke wechseln dort mit einzelnen weichen Mergellagen. *Ter. subsella* tritt lokal fast bankbildend auf, ebenso *Ex. virgula*. Aus dem Wesergebirge gibt Löwe sogar eine Gesamtmächtigkeit von 80 m (**49**), die durch vorwiegend kalkige und oolithische, untergeordnet auch mergelige Schichten gebildet werden. *Ex. virgula* und *Ter. subsella* sind bankbildend. Am Samkeweg erreicht das Mittelkimmeridge nur eine Mächtigkeit von 7—8 m (**81**). Sandige, harte Kalke mit Mergelzwischenlagen, die fast ganz aus *Ter. subsella* zusammengesetzt sind, charakterisieren diesen Horizont dort. Die Terebrateln sind, wie ich feststellen konnte, hin und wieder mit Serpeln usw. bewachsen. In den sandigen Kalken am Samkeweg fiel mir sogar Diagonalschichtung auf. In der Gegend von Hannover (**83**) tritt oolithischer Kalk auf und Mergel, und ganz ähnlich ist das Profil bei Oker (Goslar). Besonders die Mergellagen sind häufig fast ganz aus Fossilresten zusammengesetzt, wobei das eigentliche Sedimentgestein sehr stark zurücktritt.

Was die stratigraphische Stellung dieser Schichten betrifft, so ist besonders der Mittelkimmeridge wichtig, in dem einige Am-

moniten gefunden wurden, während der Unterkimmeridge bis jetzt überhaupt keine Cephalopoden geliefert hat. Bei den Ammoniten aus dem Mittelkimmeridge handelt es sich vor allem um *Aul. Yo*, *Physod. iphicerum* und *Physod. caletanum*. Während *Phys. iphicerum* nach Salfeld noch in den *Pseudomutabilis*-Schichten vorkommt, treten die beiden andern Formen nur unterhalb der *Pseudomutabilis*-Schichten auf. Durch den Vergleich mit dem Profil von Boulogne sur mer hat Salfeld für diesen Horizont eine Zone des *Aul. Yo* ausgeschieden, mit der er den Mittelkimmeridge in Nordwestdeutschland gleichsetzte. In Süddeutschland soll dieser Zone die Zone mit *Id. Balderum* entsprechen. Ehe darauf eingegangen wird, sollen die vorhergehenden Zonen kurz besprochen werden.

Unter der Zone mit *Aul. Yo* und über der Zone mit *Ringst. anglica* konnte Salfeld folgende Zonen ausscheiden: Die Zone mit *Pict. Baylei*, die Zone mit *Ras. cymodoce*, die Zone mit *Ras. mutabilis*. Diese drei Zonen müssen daher im nordwestdeutschen Unterkimmeridge vorhanden sein.

Die Zone mit *Pict. Baylei* ist belegt vor allem durch Profile aus England. In Boulogne sur mer folgen über dem Oolithe de XX Hesdin l'Abbé mit *Ringst. Brandesi* unmittelbar die Calcaires à Cerithium Pellati mit *Ras. cymodoce*. Eine *Pictonia*-Zone, die sich selbständig ausscheiden ließe, fehlt hier somit. In Nordfrankreich ist die Zone vorhanden in Le Havre, wo sie Salfeld jedoch nur auf Grund der paläontologischen Bearbeitung durch Tornquist (**86**), nicht aber durch Nachprüfung des Profiles feststellte, die Profilangaben bei Tornquist machen eine Ausscheidung der *Pictonia*-Zone als selbständig gegenüber den andern nicht besonders wahrscheinlich. In Pommern soll die *Pictonia*-Zone ebenfalls vorhanden sein, nach der Ausdeutung, die Salfeld der Arbeit von M. Schmidt (**78**) gegeben hat. Da M. Schmidt keine Abbildung beifügte, kann man zum mindesten im Zweifel sein über das Vorkommen dieser Formen dort. Nun hat neuerdings Dohm (**16**) die Frage in Pommern erneut untersucht und tatsächlich Pictonien festgestellt, die aber zusammen mit Ringsteadien vorkommen. Auch die Profile, die Salfeld aus England gibt, lassen noch manche Zweifel, besonders das von Swindon. Ausschlaggebend aber ist die Feststellung Dohm's. Es kann meines Erachtens von einer selb-

ständigen *Pictonia*-Zone daher nicht gesprochen werden[1]. Es blieben sodann noch die beiden Zonen mit *Ras. cymodoce* und mit *Ras. mutabilis*, die im norddeutschen Unterkimmeridge enthalten und deren Äquivalente in Süddeutschland zu suchen wären.

In Süddeutschland treten zwar nicht die vorliegenden Formen unter den Rasenien auf, dagegen lassen sich zwei Zonen unterscheiden, und zwar eine mit *Ras. stephanoides* und eine mit *Ras. trifurcata*. *Ras. stephanoides* gehört in die Zone mit *Ras. cymodoce*, wie schon Salfeld feststellte, und wie ich bestätigen kann, da bei der Durchbestimmung einer Ammonitensammlung aus Le Havre, die mir in Tübingen zur Verfügung stand, sich ergab, daß *Ras. stephanoides* und *Ras. cymodoce*, die beide vorhanden waren, aus dem gleichen Gestein stammten. Die Schichten mit *Ras. stephanoides*, d. h. also die Sutnerienzone und die *Polyplocus*-Zone entsprechen der *Cymodoce*-Zone, oder dem unteren Teil des norddeutschen Unterkimmeridge. *Ras. trifurcata* steht der *Ras. mutabilis* sehr nahe und gehört in die gleiche Zone. Der obere Teil des norddeutschen Unterkimmeridge muß daher dem oberen Mittel-γ und einem Teil des Ober-γ in Schwaben entsprechen.

Darüber liegt nun in Schwaben die *Balderus*-Zone, die nur in geringer Mächtigkeit auftritt, und häufig mit den Fossilien der vorhergehenden Zone vermischt ist und daher oft gar nicht selbständig ausgeschieden werden kann. Da über dieser Zone sofort die *Pseudomutabilis*-Schichten folgen, müßte die *Yo*-Zone tatsächlich, wie Salfeld will, ihr Äquivalent in der *Balderus*-Zone finden. Der bis 80 m (Wesergebirge) mächtige Horizont von Norddeutschland wäre in Schwaben nur durch eine nicht einmal einen Meter mächtige Kalkbank vertreten. Daß in Schwaben tatsächlich anormale Verhältnisse vorliegen, ergibt sich ja schon aus den faziellen Erscheinungen. Doch aber erscheint mir die Frage nicht eindeutig richtig durch diese Deutung gelöst.

Ras. pseudomutabilis schließt unmittelbar an *Ras. trifurcata* an, wie in Schwaben eindeutig festzustellen war. *Aul. Yo* stellt aber eine Form dar, die mit der Entwicklung der Rasenien überhaupt nichts zu tun hat. Es erscheint mir daher nicht wohl möglich, zwischen *Ras. trifurcata* bzw. *mutabilis* und *Ras. pseudomutabilis* eine Zone einzuschalten. Eine solche müßte notwendigerweise

[1] Vgl. hierzu besonders weiter oben p. 89, Anmerkung.

eben eine Teilzone der einen oder der anderen Zone sein. Die Ausscheidung dieser Zone beruht bei Salfeld großenteils auf dem Profil von Boulogne sur mer. Es können hier sehr wohl Verhältnisse vorliegen, die kein absolutes Maß für die vertikale Verteilung der einzelnen Formen abgeben. Daß die Formen in Nordwestdeutschland fehlen, beweist nichts Gegenteiliges, da die ganze Gruppe dort fehlt. Die Verhältnisse in Schwaben machen die Ansicht Salfeld's zum mindesten sehr unwahrscheinlich.

Dazu kommt noch ein weiterer Punkt. In Süddeutschland sollen in der Zone mit *Id. Balderum* „sehr nahe Verwandte des *Aul. Yo* und des *Am. Contejani* bzw. diese Form selbst" auftreten. Es kommen tatsächlich Formen vor, die diesen sehr nahe stehen. Dieselben finden sich auch mit *Id. Balderum* zusammen, sie kommen aber hauptsächlich tiefer vor mit *Div. Crusoliensis*, *Strebl. tenuilobatus* und *Ras. trifurcata* zusammen, auch, wo die Schichten normal ausgebildet sind, ohne Vermischung der *Balderus*-Zone mit der vorhergehenden. Das bestätigt meine Ansicht, daß diese Zone des *Aul. Yo* tatsächlich nur eine Teilzone der *Mutabilis*-Zone darstellt. Genau gleich liegen die Verhältnisse in Pommern, wo Salfeld nur auf Grund der Ammoniten die Ablagerungen von Fritzow in seine beiden Zonen der *Ras. mutabilis* und des *Aul. Yo* aufteilt. Die von M. Schmidt angegebenen Fossilien kommen aber in Schwaben normalerweise zusammen vor. Die Zone des *Aul Yo* muß daher wohl noch in die *Mutabilis*-Zone gezählt werden, wobei damit nicht geleugnet werden soll, daß sich in dieser Zone eine Teilzone mit *Aul. Yo* ausscheiden läßt, in der in Boulogne sur mer anscheinend aus irgend welchen Gründen *Ras. mutabilis* selber fehlt, wie auch in Nordwestdeutschland[1].

Der norddeutsche Mittel-Kimmeridge als Zone des *Aul. Yo* muß daher mit dem Unterkimmeridge vereinigt werden, oder erweitert

[1] Außer in Nordfrankreich bzw. eben in Boulogne sur mer und dem ammonitenarmen Nordwestdeutschland war es auch Salfeld nicht möglich, die Zone des *Aul. Yo* auszuscheiden. Von England berichtet Salfeld selber, daß die Ausscheidung dieser Zone nicht gelungen sei. Die Angaben von Dohm (**16**,p.24) bestätigen meine Ansicht, daß die Zone des *Aul. Yo* gegenüber der *Mutabilis*-Zone keine Selbständigkeit besitze, wie ganz allgemein die stratigraphischen Ergebnisse Dohm's, die ich erst nach Fertigstellung des Manuskriptes zu Gesicht bekam, den Verhältnissen in Schwaben, soweit sie von den Ansichten Salfeld's abweichen, durchaus entsprechen.

Zonengliederung in S

Zone der *Ras. pseudor*

Zone des *Idoc. Balderun*
Div. Crussoliensis

Zone des *Div. Crussolien*
tenuilobatus, *Ras. trif*

Zone des *Div. Crussoli*
der *Ras. trifurcata*

Zone des *Div. lacertosu*
Ras. stephanoides
polyplocus

Zone des *Div. lacertosus*
stephanoides u. d. *Sutn*

Zone des *Div. colubrin*
Sutn. platynota und
stephanoides

Zone des *Div. colubrin*
Ringst. anglica

Zone des *Div. colubrin*
Achilles u. *Pelt. bin*

Zone des *Pelt. bimamm*
? *Div. colubrinus*

Zone des *Card. alterna*

Zone des *Card. alterna*
Per. Warthae

? Zone des *Per.* cf. *W*
antecedens

Zone des *Per. Martel*
Card. cordatum

? Zone des *Card. ter*

Tabelle 1.

Zonengliederung in Schwaben	Zonengliederung nach SALFELD.	Schwaben.	Nordwestdeutschland (n. SALFELD)
Zone der *Ras. pseudomutabilis*	Zone des *Aulac. pseudomutabilis*	Quaderkalke (δ)	Oberer Kimmeridge
Zone des *Idoc. Balderum* und des *Div. Crussoliensis*	? Zone des *Aulac. Yo*	*Balderus*-Schichten (Ober-γ) häufig mit den *Tenuilobatus*-Schichten vermengt. Kalkig und oolithisch.	
Zone des *Div. Crussoliensis, Strebl. tenuilobatus, Ras. trifurcata*	Zone der *Ras. mutabilis*	*Tenuilobatus*-Schichten (Ober-γ) nicht kalkig	Mittlerer Kimmeridge (vorwiegend kalkig, z. T. oolithisch
Zone des *Div. Crussoliensis* und der *Ras. trifurcata*		Aptychenmergel (Mittel-γ)	Unter-Kimmeridge mit vorwiegend mergeligen, z. T. sandig-kalkigen Ablagerungen und einer in erster Linie Naticidenfauna
Zone des *Div. lacertosus* und der *Ras. stephanoides* und *At. polyplocus*	Zone der *Ras. cymodoce*	*Polyplocus*-Schichten (Mittel-γ)	
Zone des *Div. lacertosus*, der *Ras. stephanoides* u. d. *Sutn. platynota*		Sutnerienschichten (Unter-γ)	
Zone des *Div. colubrinus* und der *Sutn. platynota* und der *Ras. stephanoides*	? Zone der *Pict. Baylei*	*Wenzeli*-Schichten mit *Sutneria* usf. Ober-β.	
Zone des *Div. colubrinus* und der *Ringst. anglica*	Zone der *Ringst. Brandesi*	Oberer Teil	*Humeralis*-Schichten
Zone des *Div. colubrinus* u. *Per. Achilles* u. *Pelt. bimammatum*	Zone des *Per. Achilles* und *Per. decipiens*	Wohlgeschichtete Kalke (β) Unterer Teil	Mittlerer Korallenoolith ?
Zone des *Pelt. bimammatum* und ? *Div. colubrinus*		Obere kalkreiche *Impressa*-Mergel (Ober α)	
Zone des *Card. alternans*	Zone des *Per. Warthae* und *Card. alternans*	*Impressa*-Mergel (Ober-α)	Unterer Korallenoolith
Zone des *Card. alternans* und des *Per. Warthae*			Korallenbank
? Zone des *Per.* cf. *Warthae mut. antecedens*	Zone des *Per.* cf. *Warthae mut. antecedens*	*Transversarius*-Schichten (Unter-α)	
Zone des *Per. Martelli* und des *Card. cordatum*	Zone des *Per. Martelli* und *Per. biplex*		Obere Heersumer Schichten
? Zone des *Card. tenuicostatum*	Zone des *Card. tenuicostatum*	Fossilarme Grenztone (Oberster Dogger ξ)	Untere Heersumer Schichten

[Zu p. 117.]

Aargau	Schweiz (raurazisches Faziesgebiet)	Nordwestdeutschland.
inger Schichten	Terrain à chailles	Unterer Korallenoolith
nsdorfer Schichten knolliger Mergelkalk)	Terrain à chailles (*Pelt. transversarium*)	Unterer Korallenoolith z. T. Korallenbank Obere Heersumer Schichten
n, z. T. oolithische Ton- t *Card. cordatum* und *mberti. (Ornatum-* und Fauna aufgearbeitet). gernkette ganz fehlend.	Obere *Renggeri*-Tone (*Card. cordatum, Sphaer. Chapuisi*)	Obere Heersumer Schichten
	Untere *Renggeri*-Tone (*Card. cordatum, Quenst. Lamberti*)	Untere Heersumer Schichten
ufgearbeitete Fauna	Schieferige Kalkmergel mit Eisenoolithen	Ornatentone
alenoolith, gegen Süden lkig werdend	Makrocephalenschichten (*Dalle nacree*)	Makrocephalenschichten

[Zu p. 117.]

Tabelle 2.

	Schwaben.	Regensburger Gebiet (n. Pompeckj)	Nordfranken (nach Dorn und L. Reuter.	Randen (nach Schalch)	Aargau	Schweiz (raurazisches Faziesgebiet)	Nordwestdeutschland.
Impressa-Mergel	*Impressa*-Mergel	Dünne tonige Schichten, dünn geschichtete Mergelkalke	*Alternans*-Mergel Glaukonitbänkchen 2—3 cm	*Alternans*-Mergel bzw. Lochenschichten	Effinger Schichten	Terrain à chailles	Unterer Korallenoolith
Zone des *Pelt. transversarium*	Kalkmergel mit einzelnen Kalkbänken der *Transversarius*-Sch.	Grünlich bis gelbgrauer oolithischer Mergelton (*Per. chloroolithicus, Martelli* usf.)	Mergelknollenschicht 0,12—0,20 m Marmorkalkblöcke 0,2—0,5 m reich an Ammoniten (*Pelt. Berense?*)	Birmensdorfer Schichten (fossilreich), gefleckter Mergelkalk, z. T. glaukonitisch	Birmensdorfer Schichten (gefleckter, knolliger Mergelkalk)	Terrain à chailles (*Pelt. transversarium*)	Unterer Korallenoolith z. T. Korallenbank Obere Heersumer Schichten
Zone des *Asp. biarmatum*	„Fossilarme Grenztone“ mit *Card. cordatum* und Perisphincten der *biplex*-Gruppe	Graubrauner mergeliger Kalk mit Brauneisensteinausscheidungen. 0,25 m Graubrauner schwach sandiger Kalk 0,25 m	Glaukonitmergel und Knollenschicht (0,08—0,2 m), *Asp. biarmatum, Card. Neischli* (cf. *excavatum*), *Per. Orbignyi*	0,5—2 m bröcklige, z. T. oolithische Tonmergel mit *Card. cordatum* und *Quenst. Lamberti* mit *Jason*-Fauna aufgearbeitet	Eisenoolith, z. T. oolithische Tonmergel mit *Card. cordatum* und *Quenst. Lamberti. (Ornatum*- und *Jason*-Fauna aufgearbeitet). In der Lägernkette ganz fehlend.	Obere *Renggeri*-Tone (*Card. cordatum, Sphaer. Chapuisi*)	Obere Heersumer Schichten
Zone des *Quenst. Lamberti*	*Lamberti*-Schichten mit Kalk- und Phosphoritkonkretionen (*Quenst. Lamberti, Pelt. athleta, Card. cordatum*)	fehlt z. T.	Geröllschicht (7—18 cm) mit *Pelt. athleta*, mit aufgearbeiteter Ornaten- und *Jason*-Fauna			Untere *Renggeri*-Tone (*Card. cordatum, Quenst. Lamberti*)	Untere Heersumer Schichten
Zone des *Cosm. ornatum*	„Ornatentone“ (im Westen, Balinger Gebiet mit *Ornatum*-Fauna), z. T. schwach oolithisch	fehlt	Gegen Süden die Zonen des *Cosm. ornatum* *Cosm. Castor* *Cosm. Jason*	Nur aufgearbeitete Fauna	Nur aufgearbeitete Fauna	Schieferige Kalkmergel mit Eisenoolithen	Ornatentone
Zone des *Cosm. Jason*	„Ornatentone“ (im Osten, Kirchheimer Gebiet mit *Jason*-Fauna)	fehlt	noch in ursprünglicher Lagerung vorhanden				
Makrocephalen-Schichten	Makrocephalenoolith	Makrocephalenoolith	Makrocephalenschichten	Makrocephalenoolith	Makrocephalenoolith, gegen Süden kalkig werdend	Makrocephalenschichten (*Dalle nacree*)	Makrocephalenschichten

werden zu der Zone der *Ras. mutabilis*. Zweckmäßiger erscheint es mir jedoch, ähnlich wie beim Oxford eine einfache Zweiteilung durchzuführen in ein Unterkimmeridge (*Ras. cymodoce* und *Ras mutabilis*-Formen ohne Rückenfurche) und in ein Oberkimmeridge (*Ras. pseudomutabilis*-Formen mit Rückenfurche). Das schwäbische γ würde also insgesamt dem norddeutschen Unterkimmeridge (= Unter- und Mittelkimmeridge) entsprechen.

Diese Einteilung in Unter- und Oberkimmeridge, wie sie hier vorgeschlagen wird, empfiehlt sich auch aus anderen Gründen, die weiter unten darzulegen sind.

Gegenüber dem Unterkimmeridge ist in Norddeutschland der Oberkimmeridge nur wenig ausgebildet. Dieser Horizont ist vor allem durch negative Merkmale charakterisiert, indem „die Cephalopoden des mittleren Kimmeridge und diejenigen der Gigasschichten" fehlen. Nur einmal wurde anscheinend eine *Ras. pseudomutabilis* gefunden (**49**), deren Horizont jedoch vielleicht mit *Aul. Yo* zusammen, oder nur wenig höher, nicht ganz sicher festzustellen ist. Der Oberkimmeridge ist mit verhältnismäßig geringer Mächtigkeit hauptsächlich durch weiche Mergel usw. gebildet. Im Wesergebirge liegen ungefähr 20 m mürber Mergel und knolliger Kalke vor (**49**). In Hannover treten rauchgraue Kalkmergel und oolithische Kalkbänke auf (**83**). Am Selter und Ith (**91**) sind es 20 m „recht mürbe, wenn auch z. T. dickbankige, graue Kalke und Mergel". Stets sind die Schichten durch das massenhafte, meist gesteinsbildende Auftreten der *Exogyra virgula* gekennzeichnet. Oberkimmeridge fehlt häufig (z. B. im Deister) infolge der Deisterphase der kimmerischen Gebirgsbildung. In Süddeutschland entsprechen die *Pseudomutabilis*-Schichten. Daß in diesem Horizont tatsächlich der *Pseudomutabilis*-Horizont vorliegt, ergibt sich aus der Überlagerung der *Yo*-Zone und der Unterlagerung der Gravesienschichten durch diesen Horizont.

E. Zusammenfassung des stratigraphischen Vergleichs.

Die Ergebnisse der im Vorhergehenden durchgeführten Vergleiche sind in zwei Tabellen übersichtlich zusammengestellt.

Aus denselben ergeben sich einige auffällige Erscheinungen, die auch in den verschiedenen Juragebieten doch mit einer gewissen typischen Konstanz ähnlich auftreten. Trotz der ganz verschiedenen Faziesausbildung in den verschiedenen Faziesgebieten be-

stehen doch bestimmte Gesetzmäßigkeiten, und zwar in der jeweiligen Abfolge der Sedimente.

Die Ornatentone sind in Schwaben, Franken, ähnlich auch in Nordwestdeutschland als Tone und Tonmergel abgelagert worden. Darüber folgt in Schwaben ein Phosphorithorizont in den *Lamberti*-Schichten. In Franken hört die Sedimentation überhaupt auf und die vorhergehenden Ablagerungen werden aufgearbeitet. In Nordwestdeutschland scheint ebenfalls ein Phosphorit- und teilweise auch ein Geröllhorizont zu folgen. Im Aargau werden nach Ablagerung der Eisenoolithe der Ornatenschichten dieselben aufgearbeitet.

Es folgt in Schwaben die Ablagerung der Grenztone, denen in Franken die allerdings wenig mächtige *Cordatum*-Zone und die *Biarmatum*-Zone entspricht und in Norddeutschland die Heersumer Schichten. In der argovischen Fazies in der Schweiz folgt ein Aufarbeitungshorizont und im rauracischen Faziesgebiet finden wir die ziemlich mächtigen *Renggeri*-Tone. An der Obergrenze werden diese Ablagerungen durch die *Transversarius*-Schichten und die Birmensdorfer Schichten, im rauracischen Gebiet durch die Terrains à chailles abgeschlossen. In Norddeutschland durch eine Korallenbank.

Die mehr kalkigen *Transversarius*-Schichten und Birmensdorfer Schichten werden ziemlich plötzlich abgelöst durch die tonigen Mergel der *Impressa*-Schichten bzw. der Effinger Schichten, die nach oben in die kalkreicheren „wohlgeschichteten Kalke", in Franken die sog. Werkkalke, im Aargau die Gaisberg- und Wangener Schichten übergehen. Ähnlich folgen in Nordwestdeutschland über den teilweise mergeligen und dolomitischen Schichten des unteren Korallenoolith die rein kalkigen Oolithe. Den oberen Abschluß bildet in Schwaben eine Ammonitenbreccie, in Franken die sehr fossilreichen *Sutneria*-Schichten, ob der brecciöse Horizont dort auftritt, ist mir nicht bekannt, und in Norddeutschland entsprechen diesem letzteren Horizont die *Humeralis*-Schichten bzw. die entsprechenden *Diceras*-Schichten und Eisenoolithe.

Es folgen die Tonmergel der *Sutneria platynota*-Zone und der *Polyplocus*- und Aptychenschichten, die in den Tenuilobatenschichten im engeren Sinne (in der *Crussoliensis*- und *Balderus*-Zone) in festere Kalke übergehen. In Franken ist die genaue Zonenfolge hier schon häufig durch die Bildung des Frankendolomits

verdeckt. Lokal zeigt sich aber auch die normale Fazies: zunächst mergelige Kalke, die oben durch festere Kalke ersetzt werden. Ähnlich ist es in Nordwestdeutschland, wo über den meist weich mergeligen *Natica*-Schichten die härteren, häufig oolithischen Ablagerungen der *Pteroceras*-Schichten mit *Aul. Yo* folgen.

Es ergibt sich ein ziemlich regelmäßiger rhythmischer Wechsel, in dem zuerst mehr klastische Sedimente (Ornatentone, Heersumer Schichten = Grenztone, *Impressa*-Mergel = Effinger Schichten = Unterer Korallenoolith, *Polyplocus*- und *Aptychus*-Mergel = *Natica*-Schichten) allmählich übergehen in mehr chemische Sedimente (Phosphorithorizont, *Transversarius*-Schichten = Birmensdorfer Schichten = Korallenbank, wohlgeschichtete Kalke = Gaisberg- und Wangener Schichten = Werkkalke = oberer Korallenoolith usw.). Während der Übergang von dem mehr klastischen Sediment zu dem mehr chemischen ein ganz allmählicher ist, ist gewöhnlich der Übergang von dem chemischen zum klastischen ziemlich scharf.

Die Obergrenze eines derartigen Rhythmus ist schon nach faziellen Gesichtspunkten meist scharf zu ziehen. An der Obergrenze eines Rhythmus fällt häufig Fazies- und Zonengrenze zusammen, während an dem Fazieswechsel innerhalb des Rhythmus eine derartige Beziehung kaum festzustellen ist.

Ehe auf die Deutung eingegangen wird, ist auf einige besondere Erscheinungen noch hinzuweisen, die offenbar damit im Zusammenhang stehen, die Ammonitenbreccien und die Zonenvermischung, die häufig auftritt an der Obergrenze der Rhythmen.

Zonenvermischung tritt auf in den Ornatentonen Frankens und in dem Ornaten-Cordatenoolith des Aargau, ferner in den *Transversarius*-Schichten und Birmensdorfer Schichten des süddeutsch-schweizerischen Juragebietes, und weniger ausgeprägt noch lokal in dem *Strebl. tenuilobatus*- und *Balderus*-Horizont.

Während bei dem Fall der Ornatentone in Franken und im Aargau entsprechend den ausgesprochenen Aufarbeitungserscheinungen ein Zweifel an der erst sekundären Faunenmischung wohl kaum in Frage kommt, liegen die Verhältnisse in den beiden andern Fällen etwas unklarer.

Bei den *Transversarius*-Schichten handelt es sich um eine Vermischung der Fossilien der Zone des *Per. Martelli* und des *Per. Warthae*, wenn wir die Zone des *Per.* cf. *Warthae mut. antecedens*

nach dem oben Gesagten außer acht lassen, und zwar betrifft es gerade die beiden für die Zonen charakteristischen Perisphincten.

Zur Deutung dieser Tatsache sind verschiedene Möglichkeiten denkbar, die zu diskutieren sind:

1. *Per. Martelli* und *Per. Warthae* halten gar keine getrennten Zonen ein. Die speziellen Verhältnisse in Nordfrankreich und Norddeutschland täuschen das nur vor.
2. Die beiden Formen halten tatsächlich getrennte Zonen ein, doch liegen die Verhältnisse in Süddeutschland nicht normal.

ad 1. Daß die Zonen der beiden Formen in Norddeutschland tatsächlich getrennt sind, daran kann nach den Untersuchungen Salfeld's kein Zweifel bestehen. *Per. Martelli* tritt in den Heersumer Schichten sogar verhältnismäßig häufig auf, so daß über die Zone dieser Form nicht wohl ein Zweifel bestehen kann. Daß sie vorzeitig verschwindet, zu einer derartigen Annahme liegt kaum ein Grund vor, da wenigstens nach der Gesteinsausbildung die Verhältnisse ziemlich die gleichen bleiben. In Frage kommt nur ein verspätetes Auftreten des *Per. Warthae*. Bei dem sehr seltenen Vorkommen dieser Form muß ein solches tatsächlich in Rechnung gestellt werden. Ein Übergreifen beider Zonen ist durch diese Annahme jedoch noch nicht erwiesen, da *Per. Martelli* bedeutend früher aufhört als *Per. Warthae* auftritt. Wenn nach den Befunden in Norddeutschland eine sichere Entscheidung nicht zu fällen ist, so ist doch die Wahrscheinlichkeit gering, daß die beiden Zonen schon primär aufeinander übergreifen. Bestätigt wird dies durch die Verhältnisse in Nordfrankreich. Auch in dem Profil von Boulogne sur mer sind beide Zonen deutlich getrennt. Da Boulogne sur mer sogar zu einem ganz anderen Jurabecken gehört als Norddeutschland, so ist schon diese Tatsache einigermaßen beweiskräftig. Dazu kommt noch ein weiterer Punkt: Die Fossilzusammenstellungen in dem Profil von Boulogne sur mer zeigen eine ziemlich große faunistische Verwandtschaft, wenn auch nicht mit dem Schwäbischen, so doch mit dem Schweizerischen Jura, so daß aus faunistischen wie auch aus anderen Gründen eine direkte Verbindung anzunehmen ist. Wenn nun trotz dieser sonstigen faunistischen Verwandtschaft *Per. Martelli* und *Per. Warthae* in Nordfrankreich in getrennten Zonen auftreten, so ist es nur verständlich bei der Annahme, daß sie tatsächlich nacheinander lebten, daß mit anderen

Worten in den Gebieten, in denen die Formen nebeneinander auftreten, die Verhältnisse nicht normal sein können.

ad 2. Die negative Entscheidung des ersten Punktes macht von vornherein die Annahme des zweiten Punktes notwendig. Wenn die Beobachtungen den zweiten Punkt bestätigen können, so halte ich den ersten Punkt auch von dieser Seite aus noch für widerlegt.

Unter welchen Umständen können die Fossilien, die normalerweise aufeinanderfolgen, in der Zonenfolge nebeneinander im Gestein liegen? Das ist möglich:

a) durch Aufarbeitung der vorher abgelagerten Schichten, und zwar bei sonst normaler Schichtenfolge nur submarin;
b) durch Aufhören der Sedimentation.

Aufarbeitung der vorher abgelagerten Schichten führt zu Verhältnissen, wie sie z. B. in der Geröllbank in Franken auftreten, daß die abgerollten Steinkerne der Fossilien im Gestein liegen. Sehr wahrscheinlich sind in diesem Fall auch Konkretionen und Gerölle. Während in den *Transversarius*-Schichten derartige Erscheinungen nicht beobachtbar sind, können manche der Merkmale der Birmensdorfer Schichten so erklärt werden. Korrodierte Ammonitensteinkerne, die bewachsen sind, die in vielen Fällen in Konkretionen liegen, ferner die knolligen, konkretionenreichen Kalke — das sind Tatsachen, die submarine Anätzung und vor allem auch submarine Aufarbeitung wahrscheinlich machen. In den *Transversarius*-Schichten in Schwaben liegen die Verhältnisse etwas anders. Die von den Birmensdorfer Schichten beschriebenen Erscheinungen fehlen hier; dagegen sind die Ammonitenschalen als Bruchstücke im Gestein liegend unregelmäßig zusammengeschwemmt und nesterweise angereichert. Es handelt sich nicht um Steinkerne, sondern nur um Schalenbruchstücke, bzw. den Abdrücken derselben, die so nebeneinander lagern, daß ihre Einbettung nur durch Zusammenschwemmen verständlich wird. Aufarbeitung schon abgelagerter Schichten kann derartige Ablagerungen nicht bilden, dagegen ein einfaches Aufhören der Sedimentation. Die Schalen werden in diesem Fall überhaupt nicht eingebettet, sondern liegen frei am Grunde des Meeres. Wenn submarine Strömungen auftreten oder wenn das Wasser so flach ist, daß die Oberflächenwellen wirksam werden, so werden die Schalen zertrümmert und zusammengeschwemmt, und es bilden

sich die eigenartigen Ablagerungen, wie sie die *Transversarius*-Schichten zeigen.

Das führt zu dem Schluß, daß tatsächlich eine Sedimentationsunterbrechung die Zonenvermischung in den *Transversarius*-Schichten und in den Birmensdorfer Schichten verursacht haben muß.

Dasselbe was für die *Transversarius*-Schichten gesagt wurde, gilt auch für den *Balderus*-Horizont, nur daß hier die ganzen Verhältnisse noch eindeutiger liegen. Die Vermischung der *Balderus*-Zone mit der *Tenuilobatus*-Zone ist nicht gleichmäßig in ganz Schwaben, sondern kann nur lokal beobachtet werden, während an anderen Stellen die normale Zonenfolge vorhanden ist. In einem kleinen und einheitlichen Meeresbecken, wie es doch der süddeutsche Jura ohne Zweifel darstellte, ist es ausgeschlossen bei gut schwimmenden Formen, wie den Ammoniten, daß trotz der im allgemeinen gleichen Fazies und daher wohl auch in großen Zügen gleichen Lebensbedingungen, die vertikale Verbreitung der einzelnen Formen an verschiedenen Orten verschieden ist. Etwas Derartiges wäre schließlich denkbar bei stets sessilen Formen. Daß die Faunenmischung der beiden Zonen, wie sie lokal auftritt, sekundärer Natur ist, geht aus dem Gesagten ganz klar hervor. Ausgesprochene Aufarbeitungserscheinungen usw. lassen sich in diesem Horizont nicht beobachten, dagegen durchaus dieselben Erscheinungen, wie sie eben bei den *Transversarius*-Schichten besprochen wurden. Wir müssen daher auch hier von einer Sedimentationsunterbrechung reden, die jedoch nicht ganz allgemeiner Natur, wie in den *Transversarius*-Schichten, sondern nur lokal war.

In zwei Fällen, in denen wir eine Zonenvermischung festgestellt hatten, wozu als dritter noch die teilweise aufgearbeiteten Ornatenschichten kommen, ist die Zonenvermischung deutlich auf sekundäre Erscheinungen zurückzuführen, nämlich auf Sedimentationsunterbrechung, unter Umständen (Birmensdorfer Schichten und Ornatenschichten) auf eine erneute Wiederaufarbeitung. In kausalem Zusammenhang in all den drei Fällen steht mit der Tatsache der Sedimentationsunterbrechung auch die Tatsache der Fossilanreicherung und der Bildung einer Ammonitenbreccie. Derartige Fossilanreicherungen sind häufig schon auf die veränderten Bedingungen, die sich im Fazieswechsel aussprechen, zurückgeführt worden (**25**, **36**), und Wepfer (**90**) spricht sogar ausdrücklich von

einem Massensterben, das die Fossilanreicherungen verursachen soll. Eine weitere Bildungsmöglichkeit einer Fossilanreicherung ergibt sich aus dem Vorhergehenden, auf die meines Wissens noch zu wenig im allgemeinen geachtet wird, nämlich, daß die Sedimentation einfach unterbrochen wird. Von welcher Bedeutung das ist, das hat erst neuerdings an einem rezenten Beispiel Pratje zeigen können (**62**).

Es ist nun noch ein letztes Vorkommen einer ausgesprochenen Ammonitenanreicherung zu besprechen, nämlich die erwähnte Ammonitenbreccie an der Obergrenze von β, im *Sutneria*-Horizont. Zur Deutung gibt es zweierlei Möglichkeiten:

1. Massensterben infolge des Fazieswechsels (Hennig, E. Fischer).
2. Sedimentationsunterbrechung.

ad 1. Da die Schicht an der Grenze der Kalke zu den Tonmergeln liegt, wäre die erstere Möglichkeit sehr wohl denkbar. Infolge des reicheren Zutransports des klastischen Tonmaterials wurde das Wasser im ganzen unreiner und daher für die Tierwelt unter Umständen ungünstiger. Tatsächlich hält sich der Horizont auch durchweg an diese Faziesgrenze. Letztere Tatsache fällt jedoch nicht so sehr ins Gewicht, da die Faziesgrenze und die stratigraphische Zonengrenze in diesem Fall durchaus zusammenfallen. Gegen die Annahme des Massensterbens spricht die Tatsache, daß die gleiche Ammonitenführung, wie in dem Breccienhorizont in den folgenden Schichten durchaus weitergeht, und daß auch in den folgenden Schichten im unteren γ die Fauna nicht als besonders verarmt bezeichnet werden kann. Massensterben infolge des Fazieswechsels müßte notwendigerweise zur Folge haben, daß in den folgenden Horizonten die Fauna entweder verarmt ist im Vergleich zu vorher, zum mindesten daß nachher eine andersartige Fauna auftritt. Es tritt nichts derartiges ein. Nicht einmal das Größenwachstum zeigt in der kalkigen und in der mehr tonigen Fazies wesentliche Unterschiede, worauf Frebold (**29**) besonderen Wert legen zu müssen glaubte.

ad 2. Wenn die erste Annahme aus verschiedenen Gründen unwahrscheinlich erscheinen muß, so geben andererseits die Beobachtungen eine Bestätigung für die zweite Annahme. Es ist nicht eine einfache Ammonitenanreicherung, um die es sich handelt, sondern es ist, wie schon ein einfaches Handstück zeigen kann,

eine ausgesprochene Breccie. Die Schalenbruchstücke sind zusammengeschwemmt und aufgehäuft. Es kann sich um keine normalen Verhältnisse gehandelt haben, sondern es müssen Verhältnisse vorgelegen haben, ähnlich wie in den *Transversarius*-Schichten, wo die Wirksamkeit von Strömungen oder Oberflächenwellen eine notwendige Annahme war. Stärkere Strömungen usw. und ebenso wohl auch die Wirkung der Oberflächenwellen auf dem Grunde verhindern bekanntlich die Sedimentation (vgl. z. B. den Kanal).

Auch in diesem letzteren Fall ist die Annahme einer Sedimentationsunterbrechung unabweislich, wenngleich nicht wie in den anderen Fällen dieselbe so lange angehalten hat, daß eine Zonenvermischung beobachtbar ist.

In den sämtlichen beobachteten und besprochenen Fällen von Zonenmischung im unteren und mittleren Weißen Jura Schwabens haben wir in diesen Tatsachen die Folgen von Sedimentationsunterbrechung zu sehen. Die Fossilanreicherungen sind die notwendige Folge derartiger Erscheinungen. Wenn die Fossilanreicherungen als Folgeerscheinung des Fazieswechsels betrachtet wurden, der stets damit verbunden ist, so scheint es mir nach dem Vorhergehenden richtiger, den Fazieswechsel und die Fossilanreicherung auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen, das ist in diesem Falle die Sedimentationsunterbrechung.

(Schluß folgt.)

Ueber einen neuen Pflanzenfundpunkt im Basalttuff der Mahlscheid bei Herdorf (Rhld.).

Von

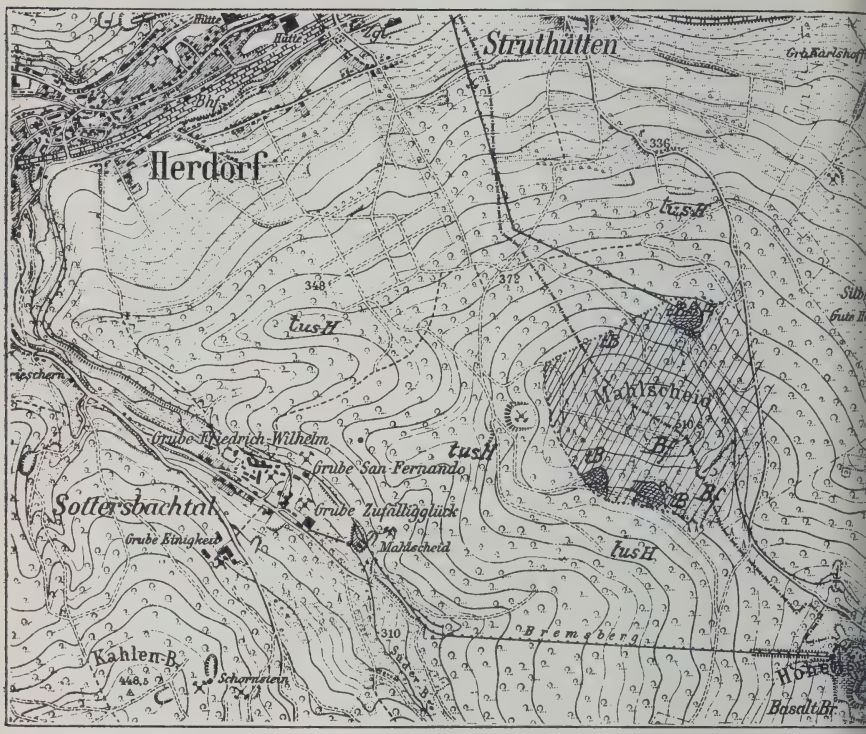
J. Denner, Herdorf.

Mit Taf. III—VIII und 1 Textfigur.

Durch die Vorrichtungsarbeiten für die Ausbeutung des Basaltvorkommens auf dem Mahlscheider Kopf, ca. 2 km südöstlich vonHerdorf (s. Figur), durch die A.-G. Eiserfelder Steinwerke wurde ein neuer Pflanzenfundpunkt (I) im Basalttuff aufgeschlossen. Leider war der Aufschluß nur kurze Zeit zugänglich, da die Ausschachtung an der betreffenden Stelle zur Aufnahme des Beton-Fundamentes eines Steinbrechers diente und daher sehr rasch wieder überbaut wurde.

Der Tuffaufschluß sowie die darin enthaltenen Pflanzenreste (Holz, Blätter, Früchte) sollen nachstehend beschrieben werden. Desgleichen soll eine diesem Fundpunkt entgegengesetzt, also auf der südlichen Seite des Mahlscheider Kopfes, gelegene Stelle (II) kurz behandelt werden, in der ich ebenfalls Pflanzenreste fand, leider in solch schlechter Erhaltung, daß eine Bestimmung oder auch nur Vermutung über ihre botanische Zugehörigkeit unmöglich ist. Es handelt sich hierbei um einen Aufschluß der Firma Klein in Herdorf.

Der erste Fundpunkt liegt am nordöstlichen Höhenrand des Mahlscheider Kopfes am Ausgangspunkt der neu errichteten Bremsbahn, die von der Mahlscheid über die Grube Wolf zum Verladeplatz führt. Der Aufschluß stellt einen rechteckigen Ausschnitt aus dem Berghang des Mahlscheider Kopfes dar. Die Schichten — es handelt sich in dem Profil um regelmäßig und schön geschich-



Bf, tB Basalt, Basalttuff Quarzit-sande Fundpunkte I, II

Unterdevon *tus H* Herdorfer Schichten.

tete Tuffe — weisen bei einem Streichen h. 7 mit 40° N-Fallen in der östlichen Ecke und einem Streichen h. 6 mit 35° N-Fallen in der westlichen Ecke kuppenförmige Lagerungsform auf. Aus der Ablagerungsform der einzelnen Bänke und Schichten in dem Aufschluß geht hervor, daß es sich nicht um stratovulkanische Ablagerung handelt, sondern um Tuffe und Schichten, die im Wasser horizontal abgelagert und erst nachträglich aus ihrer horizontalen Lage gebracht wurden und zwar im Zusammenhang mit neuen Eruptionen.

Taf. III Fig. 1 und 2 zeigen die Lagerung der einzelnen Bänke an der östlichen Seite und Ecke des Aufschlusses. (×) bezeichnet das erste Auftreten der pflanzenführenden Ablagerungen.

Der Aufschluß zeigt folgendes Profil (Taf. IV, Fig. 3) von unten (soweit aufgeschlossen) nach oben:

An der Sohle mittelgroße (Korngröße $\frac{1}{2}$—1 cm) Tuffablagerung mit einzelnen Quarzitbrocken und einzelnen mehr oder weniger großen Schlacken,

darüber liegt eine 1 cm mächtige Pflanzenschicht, schilf- oder häckselähnliche, ganz dicht angereicherte unbestimmbare Pflanzen- und Blattreste (1),

darüber folgt eine 2 cm mächtige, ganz fein und gleichmäßig gesonderte Tuffsandschicht mit 0,5 cm mächtiger, dichter Pflanzen- und Blätterschicht (2),

über welcher eine gleichartig ausgebildete Tuffsandschicht mit Blättern und kleinen Holzstückchen sowie Nüssen (s. unten) lagert (3).

Darüber folgt eine 0,5 cm mächtige Tuffsandbank von demselben feinkörnigen Material mit Blättern und Holzresten wie die vorhergehenden Schichten (4),

darüber 0,5 cm desselben feinen Tuffsandsteines mit ganz dünner Pflanzen- (Blätter-) schichteinlage mit Nüssen (5).

Über dieser Tuffsandbank liegt eine 10 cm mächtige Tuffbank mit unregelmäßig großen Brocken von Quarziten, Schlacken bis zu 1—2 cm Größe, vermischt mit Holzbruchteilen oder Pflanzenresten. Entgegen den bisher angeführten, feinkörnigen und regelmäßig sortierten und gelagerten Tuffsandsteinbänken tritt hier eine Bank auf, deren Bestandteile weniger gut „sortiert" sind (6),

Sie ist von einer 5 cm mächtigen, wiederum ganz feinkörnigen, Sandsteinbank von regelmäßig sortierter Korngröße überlagert, die durchweg von guterhaltenen Blatt- und Pflanzenresten durchsetzt ist (7).

Darauf folgt eine unregelmäßig 2—5 cm mächtige Tuffschicht deren Bestandteile verschieden groß sind (8).

Sie wird von einer ebenso mächtigen, ungleich beschaffenen Tuffschicht überlagert, die vereinzelte Schlacken enthält, im Liegenden und Hangenden von ca. 1—2 cm mächtigen, sehr feinkörnigen Sandsteinbänkchen mit Pflanzenresten begrenzt (9).

Darüber folgt eine 5 cm mächtige Tuffpartie von derselben Beschaffenheit wie (9), aber mit unregelmäßig (winzigen bis 3—5 mm) großen Bestandteilen, begrenzt von feinkörnigen Schichten mit dichten Pflanzenresten (10).

Die darauffolgende 15 cm mächtige ganz feine Tuffsandschicht enthält dicht angehäufte Pflanzenreste, und zwar treten erst 5 cm

ganz feine Sandsteine mit zahlreichen Blättereinlagen auf, die nach oben hin in überaus dicht angehäuftes Pflanzenmaterial übergehen (11).

Darüber folgt eine 30 cm mächtige, sehr feinkörnige sandige Schicht, die zahlreiche Pflanzenreste, Blätter, Nüsse und kleine Früchte enthält (12).

Darüber lagert eine 10 cm mächtige Tuffschicht mit etwas größerem Material, an deren Basis eine 2 cm mächtige dichtgehäufte Pflanzenschicht (13) auftritt, die wiederum von einer 30 cm mächtigen, sehr feinkörnigen, z. T. lehmigen Tuffsandschicht überlagert ist und in größerem Maße Holz, Äste, Blätter, Nüsse und Früchte enthält (14).

Diese Partie stellt die letzte pflanzenführende Schicht des Profils dar. Sie wird von einer ca. 5 cm mächtigen, lettigen, braunverwitterten Schicht überlagert, die wohl eine Art Raseneisenerzbildung darstellen dürfte (15).

Die weiteren im Hangenden des Profils folgenden ca. 5 m mächtigen Bänke stellen nur geschichtete Tuffablagerungen von verschiedener Mächtigkeit und Größe der Bestandteile dar.

Über der eisenschüssigen, braunverwitterten Schicht (15), die die pflanzenführenden Ablagerungen nach oben hin abschließt, folgt eine ca. 20 cm mächtige, grobkörnige, unregelmäßige und teilweise mit dazwischenbleibenden Hohlräumen verbackene Tuffablagerung (16), die von einer 20 cm mächtigen, schön geschichteten Tufflage überlagert ist (17).

Die nächsthöhere Tuffbank (18) besteht aus demselben Material wie (16) und wird ihrerseits von einer 20 cm mächtigen, feingebänderten und dicht verbackenen Tuffbank (19) überlagert.

Über dieser Bank folgt eine 35 cm mächtige, locker d. h. mit freigelassenen Hohlräumen verbackene Tuffbank von millimeterbis $\frac{1}{2}$ cm großen Bestandteilen (20), über der eine 20 cm mächtige, schön gebänderte Tuffbank von wechselnder Korngröße lagert (21).

Darüber folgt eine 2 cm mächtige, lettige gelbe Schicht mit einzelnen Schlacken (22).

Weiterhin folgt eine 15 cm mächtige, harte, ganz dicht verbackene, kieselsäurereiche, feinkörnige Tuffbank (23), die überlagert wird von einer 10 cm mächtigen Tuffablagerung (24).

Die nachfolgende 10 cm mächtige Tuffbank (25) ist von derselben Beschaffenheit wie (23).

Darüber folgt eine Partie 45 cm mächtiger, gut gebänderter, teils ganz feinkörniger und teils wieder grobkörniger, durch Kieselsäure dicht verbackener Tuffbänke (26, 27), die von harten Tuffen von verschieden großen Bestandteilen mit einzelnen Schlacken überlagert sind (28).

Darüber liegen 60 cm grobkörnige, locker, d. h. unter Beibehaltung einzelner Hohlräume, verbackener Tuffe (29), über welchen 20 cm Tuffe von wechselnder Größe der Bestandteile lagern (30).

Diese wiederum sind überlagert von 60 cm grobkörnigen Tuffen (31), darauf folgt eine 60 cm mächtige harte (wie 23) dicht verbackene Tuffbank (32).

Darüber folgen als letzte Bank 50 cm grobkörniger Tuffe. Wie schon aus den photographischen Abbildungen 1 und 2 (Taf. III) zu erkennen ist, stellt der ganze Aufschluß sehr schöne regelmäßige Bänke dar, die scharf gegeneinander abgesondert sind. Einzelne von den Bänken zeigen sehr feine und markant ausgeprägte Bänderung, hervorgerufen durch feinste Sortierung der Bestandteile bei der Sedimentation.

Die ganze Tuffablagerung deutet auf Sedimentationsverhältnisse hin, die einen ungestörten, ruhigen Niederschlag im Wasser ermöglichten. Daß es sich um Bildungen und Niederschlag im Wasser handelt, geht aus der regelmäßigen Sortierung der Tuffe in abwechselnd gröbere und feinere Lagen hervor, auch sind die Pflanzenreste nur in bestimmten Schichten und zwar horizontal eingelagert.

Die obenerwähnte eisenschüssige Schicht (15) stellt wohl die letzte Sedimentdecke des Sees dar, der dann ausgetrocknet war und braun verwittern konnte, bis jüngere Eruptionen neue Tuffbänke ausbreiteten.

Auf der dem eben angeführten Fundpunkt entgegengesetzt, also südlich gelegenen Höhenkante des Mahlscheider Kopfes waren ebenfalls neue Schürfe und Aufschlüsse geschaffen worden durch die Vorrichtungsarbeiten der Firma Klein in Herdorf. Ich sah mir die Aufschlüsse nach pflanzenführenden Schichten an.

In dem schon seit einigen Jahren in Betrieb stehenden großen Quarzitbruch, in dem von Basalttuffen überlagerte Quarzitsande abgebaut wurden, war von Pflanzenresten nichts zu finden, wohl aber konnte ich in einem ca. 280 m weiter östlich von diesem Quarzit-

bruch gelegenen Aufschluß pflanzliche Reste vorfinden, die infolge ihres schlechten Erhaltungszustandes als solche bisher unerkannt geblieben waren. In den übrigen Aufschlüssen der Mahlscheid war bis jetzt nichts weiter zu finden; vielleicht kommen noch Funde zutage, wenn in der nächsten Zeit durch den jetzt einsetzenden Basaltabbau weitere Aufschlüsse geschaffen werden.

Das Profil dieses Aufschlusses ist von dem ersten verschieden, so daß unmittelbare Zusammenhänge der beiden miteinander wohl kaum vorliegen dürften (Taf. IV Fig. 4).

Von unten nach oben sind aufgeschlossen ca. 1 m Quarzitsande (12), darüber 1,30 m feinkörnige Tuffe (11), über denen die pflanzenresteführenden Schichten beginnen, und zwar mit einer 0,6 m mächtigen grüngrauen z. T. lettig-sandigen Schicht mit außerordentlich dicht angehäuftem häckselähnlichem Pflanzenmaterial (10), über der sich eine 5—10 cm mächtige, mittelgroßkörnige Tufflage einschaltet (9).

Darüber liegt eine 0,3 m mächtige hellgraue sandige Schicht mit Pflanzenresten (8), die wiederum durch eine Tuffeinlagerung von 5 cm (7) von der darüber folgenden 0,6 m mächtigen gleichartigen Schicht (6) getrennt wird.

Diese pflanzenführenden Ablagerungen werden ebenso wie in dem ersten Aufschluß auf der gegenüberliegenden Seite von einer 5—30 cm mächtigen braun verwitterten, eisenschüssigen Schicht überlagert und abgeschlossen (5).

Über dieser Schicht liegt eine bis 30 cm mächtige, etwas verwitterte Partie mit kleineren (10 × 20 cm) Basaltbrocken (4), die ihrerseits von einer bis 70 cm mächtigen Tufflage mit kleinen Basaltbrocken überlagert wird (3).

Darüber folgt eine Partie mit größeren (40 × 60 cm) gegen das Innere des Aufschlusses zu horizontal gelagerten Basaltbrocken (2), über der dann 0,6 m Verwitterungsboden mit kleinen Basaltstücken liegen (1).

Gesteinsproben und Handstücke jeder einzelnen Schicht und Bank liegen in der von mir während der geolog. Untersuchungen der Spateisensteingrube San Fernando bei Herdorf daselbst angelegten Sammlung auf.

Von den gefundenen Pflanzenresten waren besonders einzelne Blätter und Nüsse gut erhalten. Leider ging ein großer Teil des Materials, besonders was während der Ausschachtungsarbeiten

selbst von den Arbeitern gesammelt worden war, durch unsachgemäße Behandlung verloren. Einige besonders gut erhaltene Stücke seien näher beschrieben an Hand der Literatur, die mir zur Verfügung stand[1].

Ähnliche Funde sind anderorts ja nicht allzu selten u. a. in der Wetterau und bei Frankfurt, Eichelskopf bei Cassel (**1**), während solche meines Wissens in der hiesigen näheren und weiteren Umgebung bis jetzt noch nicht gemacht wurden, so daß ich es für angebracht halte, einzelne Exlemplare abzubilden

In der Hauptsache kommen Dicotyledonae in Betracht und zwar Blätter von:

Saliciaceae. *Salix* (3, 5). *Salix varians* Göpp. (in vorwiegender Anzahl). *Salix longa* A. Br. (vereinzelt).

Juglandaceae? Es liegen zwei Blattreste vor, die ihrer Form und Nervatur nach mit den von Kräusel (**3**, **5**) beschriebenen Blättern von *Juglans acuminata* A. Br. übereinstimmen könnten. Es wäre vielleicht möglich, daß diese Blätter zu der weiter unten beschriebenen *Carya ventricosa* gehören.

Betulaceae. Von *Carpinus* sp. liegt ein fragliches Blattbruchstück vor, vielleicht von *Carpinus grandis* Ung. (**5**)? Von *Betula* ist ein Bruchstück vorhanden, 2,5 cm lang, von der Basis bis über die mittlere Hälfte erhalten, das vielleicht zu *Betula subpubescens* Göpp. (**5**, **3**) gehören dürfte.

Ulmaceae. *Ulmus* (einzelne Exemplare). *Ulmus carpinoides* Göpp., obere Hälfte des Blattes (**3**, **5**). *Ulmus longifolia* Ung. (**3**, **5**).

Lauraceae. *Cinnamomum polymorphum* A. Br. (**5**) in großer Anzahl.

An Früchten sind ihrer Reichhaltigkeit und guten Erhaltung wegen in erster Linie zu erwähnen *Carya ventricosa* (Sternb.) Ung., die ja auch anderorts häufig gefunden worden sind (**4**, **2**). Es wurden schön erhaltene Nüsse gefunden, einige der besten Exemplare sind in Taf. V—VIII abgebildet. Es handelt sich durchweg um *Carya ventricosa*, und zwar zeigt der Reichtum der gut erhaltenen Exemplare die große Variation der Formen überaus schön. Die

---

[1] Herrn Dr. Kräusel, Frankfurt, danke ich für die liebenswürdige Unterstützung bei der Bestimmung und photographischen Aufnahme verschiedener Exemplare.

Nüsse sind meist völlig glatt, manchmal zeigen sie auch schwache kantige Längsstreifen. Taf. V Fig. 1 und 2 Taf. VI Fig. 2 stellen die Außen- und Innenansicht einer Schale dar von 31 mm Länge und 21,5 mm Breite. Das obere Ende ist spitz ausgezogen und auch die Basis zeigt ein kleines, etwas spitzes Ende. Die Oberfläche dieses Exemplars ist vollständig glatt ohne Runzeln und Längsstreifen.

Taf. VI Fig. 3 ist ein Exemplar von 29,5 mm Länge und 23 mm Breite. Die Gestalt ist etwas gedrungener als bei der vorhergehenden Form. Die Schale ist am oberen Ende etwas birnförmig ausgezogen, ebenso ist die Basis abgeflacht. Auf beiden Schalenhälften sind je ca. 9 Runzeln ausgeprägt.

Eine von den erwähnten Exemplaren äußerlich völlig verschiedene Form hat die in Taf. VIII Fig. 4 abgebildete Nuß von 47,5 mm Länge und 24 mm Breite, deren obere Hälfte ganz lang ausgezogen ist, während die Basis oval rundlich abgeplattet ist.

Taf. VIII Fig. 5 und 6 stellen zwei stark an unsere Walnuß (*Juglans regia* L.) erinnernde Formen dar, ca. 24,6 mm lang, 21,8 mm breit, beide länglich oval, nach oben etwas spitzer geformt, an der Basis flach abgerundet.

Taf. VII Fig. 7 und 8 sind wieder von mehr rundlicher Form, erstere mit Runzeln, letztere glatt, oval rundlich mit wenig ausgezogener Spitze. Taf. VIII Fig. 9 und 10, in natürlicher Größe gezeichnet, sind wieder etwas anders geformte Exemplare.

Sehr interessant sind auch die gut erhaltenen Steinkerne der *Carya ventr.*, von denen einige in Taf. VII Fig. 11 und 12 abgebildet sind.

Auf den ersten Blick könnte es scheinen, als handle es sich bei den einzelnen verschiedenartigen Formen auch um verschiedene Arten. Dies ist jedoch nicht der Fall, es sind durchweg Früchte der *Carya ventricosa.* Wenn man die außerordentlich reichen Variationen der rezenten Juglandaceen sieht, wie sie u. a. in der Sammlung des Geol. Institutes in Frankfurt vorliegen, dann erscheint die große Formenvariation der fossilen Exemplare nicht mehr verwunderlich.

Außer diesen Nüssen kamen noch kleine Früchtchen vor, mit denen aber nicht viel anzufangen ist. Taf. VIII Fig. 13 ist eine flach verdrückte Frucht *Fagus* sp.? von 12,6 mm Länge und 6,3 mm Breite, von länglich ovaler Form, vorne stark ausgezogen. Sie weist mehrere längslaufende Streifen auf, die besonders im Abdruck der Frucht deutlich erkennbar sind.

Fig. 14 *Nyssa* sp.? (**1**) 7 mm lang, 5 mm breit, 3 mm Durchmesser von länglicher Form, oben und unten oval abgerundet mit ca. 10 Längsfurchen.

Fig. 15 ist ein unbestimmbarer Fruchtkern, rundliche Form von 5,2 mm Durchmesser, a) Innenansicht, b) Außenansicht, in der 0,3 mm dicken Kapsel steckt ein geteilter Kern.

Fig. 16, eine Frucht von länglich ovaler Form, 10 mm lang, 5 mm breit, ist oben spitz ausgezogen. In ganz dünner Samenschale steckt ein geteilter, aber sonst undeutlich erkennbarer Kern. Diese kleine Frucht wäre vielleicht zu *Carpolithes* sp. zu stellen im Vergleich mit ähnlichen Funden, die Menzel (**1**) als *Plantae incertae sedis* beschreibt.

Bezüglich der Altersfrage dieser Pflanzeneinschlüsse geht aus den Funden mit Bestimmtheit nur hervor, daß es sich nicht um quartäres, sondern um tertiäres Alter handelt, aber zu welcher Stufe des Tertiärs sie gehören, läßt sich aus diesem Vorkommen allein nicht bestimmt sagen, da die meisten Formen vom Oligocän bis ins Pliocän vorkommen. Der ganze Charakter der Flora, die Mischung immergrüner und sommergrüner Formen, Pflanzen, mit für die Tropen typischen lederartigen „Regenblättern" (*Cinnamomum polym.*) u. a. sind Hinweise auf subtropisch-humides Klima, wie es heute noch im Atlantischen Nordamerika herrscht, wo die *Carya* (*alba amara, oliviformis Nutt.*) rezent ausschließlich noch vorkommt, und in Ostasien, wo *Cinnamomum Champhora* Nees. noch wächst. Derartige Verhältnisse bestanden bei uns nur bis ins Miocän. Analog den Hessischen Wetterauer und Westerwälder Braunkohlenablagerungen, denen altmiocänes Alter zukommt, darf auch hier wahrscheinlich auf miocänes (altmiocänes?) Alter geschlossen werden.

Den Quarziten und Quarzitsanden, über denen die Pflanzenschichten liegen, käme demnach dann auch (miocänes bzw.) altmiocänes oder noch höheres Alter zu.

Literaturangabe.

1. G. Schindehütte: Die Tertiärflora des Basalttuffes vom Eichelskopf bei Homberg (Bez. Cassel). Diss. Marb. 1906. Abhandlg. d. Preuß. Geol. Land.-Anst. 1907. N. F. H. 54.
2. *Fossilium Catalogus* II. Plantae. Ed. a. W. Jongart. — K. nagel: Juglandacae. W. Junk, Berlin 1915.

3. P. Menzel: Beitrag zur Flora der Niederrheinischen Braunkohlenformation. Jahrb. der preuß. Land.-Anst. 1917. **34**. Tl. I. H. 1.
4. R. Kräusel: Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs. Jahrb. d. preuß. Landesanst. 1917. **38**. Taf. II. Heft 1/2.
5. — Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens I. Jahrb. d. Landesanst. 1918. **39**. Taf. I. Heft 3.
6. — Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens III. Über einige Originale Goeppert's und neuere Funde. Jahrb. d. preuß. Landesanst. **40**. Taf. I. Heft 3.

Tafelerklärungen.

Taf. III.

Fig. 1 und 2. Photographische Aufnahmen der östlichen Seite des Aufschlusses I (Eiserfelder Steinwerke A.-G.) nördliche Mahlscheid.

Taf. IV.

„ 3. Profil des Aufschlusses I.
„ 4. Profil des Aufschlusses II (Fa. Klein-Herdorf) südliche Mahlscheid.

Taf. V.

Fig. 1. *Carya ventricosa* (Sternb.) Ung.

Taf. VI.

Fig. 2. *Carya ventriosa* (Sternb.) Ung.
„ 3. Desgl.

Taf. VII.

Fig. 7—8. Desgl.
„ 11—12. Steinkerne von *Carya ventricosa*.

Taf. VIII.

Fig. 4—6. *Carya ventricosa* (Sternb.) Ung.
„ 9—10. Desgl.
„ 13. *Fagus* sp.
„ 14. *Nyssa* sp.
„ 15. Unbestimmbarer Kern. a) Durchschnitt. b) Außenansicht.
„ 16. *Carpolithes* sp.

Fig. 1.

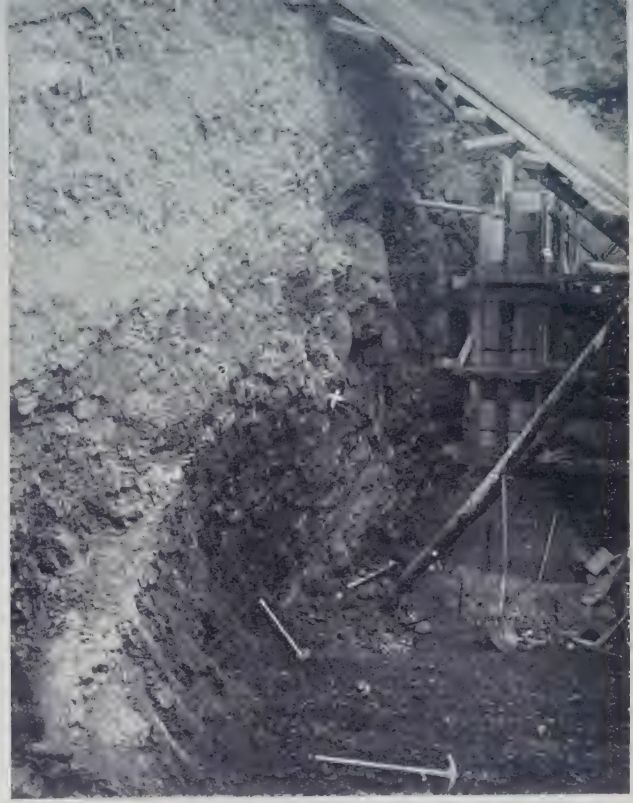


Fig. 2.

Phot. Dënner.

J. Dennert: Über einen neuen Pflanzenfundpunkt im Basalttuff der Mahlscheid bei Herdorf (Rhld.).

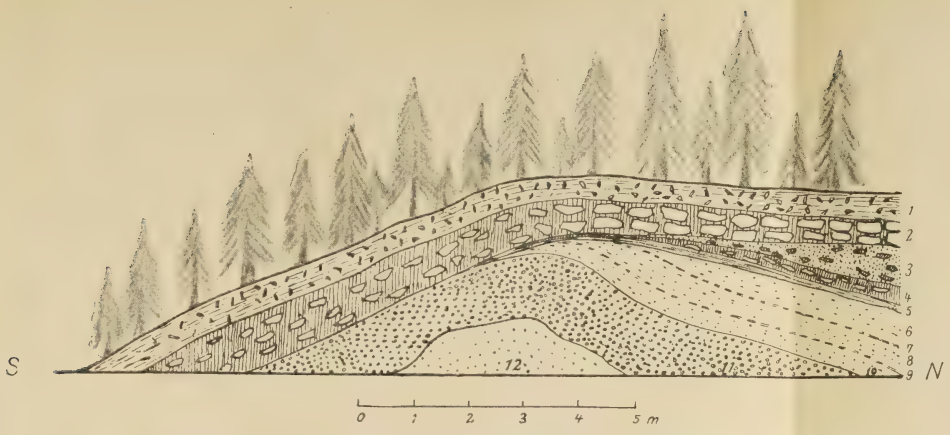


Fig. 4. Profil des Aufschlusses II im Basalttuff der südlichen Mahlscheid bei Herdorf.

1. 0,6 m Humus mit kleinen Basaltbrocken
2. 0,6 m große Basaltbrocken (40×60 cm), horizontal gelagert
3. 0—0,7 m Tuffkeil mit kleinen Basaltbrocken
4. 0—0,3 m Keil mit kleineren (10 × 20 cm) Basaltbrocken
5. 0,05 m braune lehm. Kluft 0,05—0,3 m mit kleinen Brocken
6. 0,6 m feingebänderte hellgraue Sandschicht mit Pflanzenresten
7. 5 cm Tuffeinlagerung
8. 0,3 m helle lehmig-sandige Schicht mit Pflanzenresten
9. 5—10 cm Tuffeinlagerung
10. 0,6 m grüngraue, z. T. lettige Sandsteine mit Pflanzen
11. 1,30 m feinkörnige Tuffeinlagerung
12. 1 m Quarzitsande.

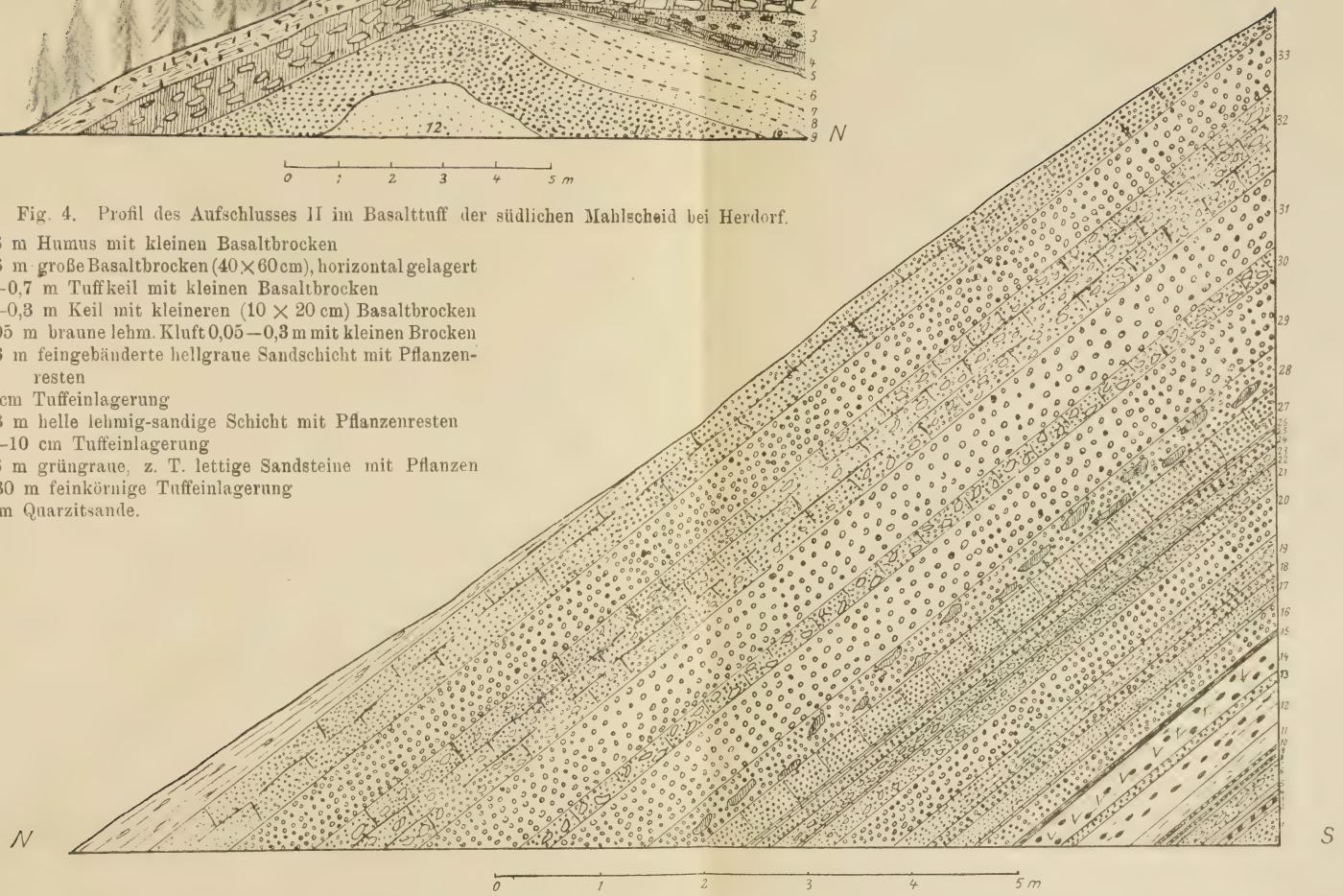


Fig. 3. Profil des Aufschlusses I im Basalttuff der nördlichen Mahlscheid bei Herdorf.

Fig. 1. 3fache Vergrößerung.

Phot. Kräusel.

J. Denner: Über einen neuen Pflanzenfundpunkt im Basalttuff der Mahlscheid bei Herdorf (Rhld.)

Fig. 2. 3fache Vergr.

Fig. 3. 3fache Vergr.

Phot. Kräusel.

Fig. 7, 8 u. 11. Nat. Größe.

Fig. 12. ca. 1,5fache Vergr.

Phot. Kräusel.

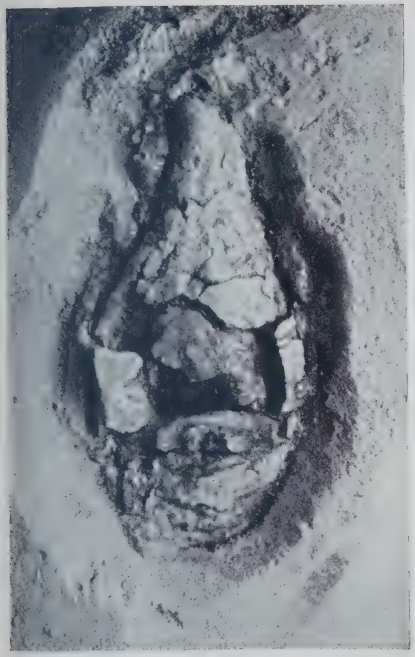


Fig. 4. 0,5fache Vergr.

Fig. 5. ca. 0,5fache Vergr.

Fig. 9. Nat. Gr.

Fig. 10. Nat. Gr.

Fig. 13.

Fig. 14.

Nat. Gr.

a *b*

Fig. 15.

Fig. 16.

Fig. 6. 0,5fache Vergr.

Phot. Kräusel.

J. Denner: **Über einen neuen Pflanzenfundpunkt im Basalttuff der Mahlscheid bei Herdorf (Rhld.).**

O. Stutzer: Beiträge zur Geologie und Mineralogie von Kolumbien.

VI.: Geologische Beobachtungen und Gedanken bei einer zweimaligen Durchquerung der kolumbianischen Mittel-Kordillere.

Von

Otto Stutzer.

Mit Taf. IX—XI und 1 Textfigur.

---

1. Von Girardot am Magdalenenstrom über Ibagué nach Cartago im Caucatal.

Im September 1925 überquerte ich auf dem neuen Quindíoweg, von Ibagué nach Cartago reisend, die Mittel-Cordillere. Da dieser n e u e Quindíoweg in der geologischen Literatur noch nicht erwähnt ist, so dürften einige Bemerkungen über seine Geologie angebracht sein. Sie helfen unser Bild von dem geologischen Bau der Mittel-Kordillere klären. Die Angaben, die in den Schriften von Humboldt, Karsten, Hettner u. a. sich über den Quindíoweg finden, beziehen sich alle auf den a l t e n Quindíoweg, der weiter nördlich läuft.

Von Girardot am Magdalenenstrom fuhr ich mit der Bahn nach Ibagué. Girardot liegt in 240 m Höhe (Stübel). Es stehen am Flusse Honda-Schichten an, grau-grüne mürbe Sandsteine, deren Material vorwiegend vulkanischer Tuff ist. Diese Sandsteine wechseln mit grauen Tonen. Der Schichtkomplex ist geneigt. Darüber liegen diskordant und horizontal zusammengeschwemmte vulkanische Tuffe und Andesit-Agglomerate, von den Vulkanen der

Mittel-Kordillere. Die diskordante Lagerung ist in der Stadt Girardot an mehreren Stellen gut zu sehen.

Vom Magdalenenstrom fährt die Bahn zunächst nach Süden, nach Espinal; dann, anfangs im Tale des Rio Coello, hinauf nach Ibagué (1280 m, Stübel).

Beim Orte Gualanday stehen am Abfall der Mittel-Kordillere die von R. Scheibe nach diesem Orte genannten Gualanday-Schichten in mächtigen Felsen an. Es sind Sandsteine, Konglomerate und Tone, die unter den Honda-Schichten liegen. Sie unterscheiden sich von den Honda-Schichten dadurch, daß sie kein vulkanisches Andesit-Material enthalten. Sie haben sich also vor der Eruption der jetzigen Vulkane abgesetzt. Diese Gualanday-Schichten sind aufgerichtet. Sie sind wie die Honda-Schichten Gebilde des Magdalenen-Grabens. Überlagert werden die Gualanday-Schichten von sehr mächtigen, horizontal lagernden, vulkanischen Tuffen und Geröllen, die in geologisch ganz junger Zeit die Gegend überschütteten. Täler wurden hierbei ausgefüllt. Es führte dies zur Bildung langgestreckter, großer Ebenen. Auf einer derselben liegt die Stadt Ibagué, die Hauptstadt des Departement Tolima. Diese Hochebene soll 40 km lang sein.

In Ibagué begann unsere Maultierreise. Am ersten Nachmittag ritten wir bis zum Gehöft Argentina. Das Gebirge besteht anfangs aus Granit, der z. T. vollkommen vergrust ist. Ein großer Rutsch in diesem Gestein hatte bei La Cavaña den Weg überschüttet. Überlagert ist der Granit (auch der vollkommen vergruste) von Andesit-Tuff, der erst nach der Vergrusung sich hierüber abgelagert hat. Der vulkanische Tuff hat die Täler ausgefüllt. Die Bäche begannen später, die mit Tuff angefüllten Täler wieder auszuräumen. Es geschah dies bisher aber nur unvollkommen. An den Abhängen trifft man allenthalben noch Tuff. Und wo ein Nebenbach einmündet, sind oft steile und hohe Rippen eines viele Meter mächtigen und schwach verfestigten Tuffes stehen geblieben. Man sieht deutlich, daß die Täler zur Zeit des vulkanischen Staub- und Aschenregens schon ungefähr ihre heutige Tiefe hatten.

In der Mitte des Weges zwischen Ibagué und Argentina (bei km 13) überschreitet man eine N—S-laufende Verwerfung, welche das granitische Gestein abschneidet. Auf der Westseite der Verwerfung erscheint Schiefer und kristalliner Kalkstein, letzterer in

geringer Mächtigkeit. In der Verwerfungslinie sind zwei Nebentäler ausgehobelt (Quebrada La Calera), die den Verlauf der Verwerfung andeuten. Hinter dem Schiefer liegt Granit, dann wieder Schiefer.

Die nächste Tagestour pflegt man von Argentina über San Miguel bis zum Gehöft La Lora zurückzulegen. Der Weg läuft nach W. Er führt durch ein Gebiet kristalliner Schiefer und Eruptivgesteine, die von vulkanischen Tuffen überlagert sind. Von Gesteinen des Grundgebirges trifft man hinter Argentina Glimmerschiefer (Quebrada Curaleña), dann ostfallenden, dann westfallenden Schiefer, hinter dem Gehöft Cuba wieder Glimmer-

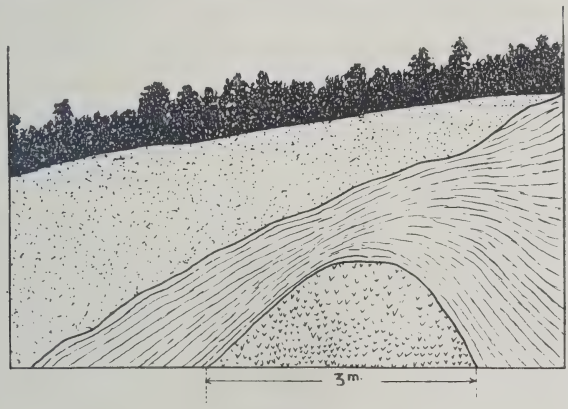


Abb. 1.
3 m breite Granitkuppe im Phyllit, den vulkanischer Tuff überlagert. Am Quindío-Wege zwischen San Miguel und La Lora.

schiefer und beim Dorf San Miguel Phyllit. Weiter folgen Glimmerschiefer, Phyllit und graphitische Schiefer, während Granite nur selten sichtbar werden. Am Wege schon nahe La Lora sieht man einen 3 m breiten Granitaufschluß von Phyllit umhüllt. Der Granit ist scheinbar jünger als der Phyllit. Überlagert ist beides von Tuff [1]. (Abb. 1.)

Interessant waren wieder Beobachtungen über die Tuffausfüllung der Täler. Die vulkanische Asche hat alle Landschaftsformen überschüttet. Vertiefungen und Täler wurden bis 100 m und mehr gefüllt. Spuren einer solchen Auffüllung trafen wir am San Lorenzoberge, an dem der Rest einer hochgelegenen Talebene

[1] E. A. Scheibe, der nach mir diesen Weg beging, und dem ich einen Entwurf dieses Aufsatzes mitgab, teilt mir mit, daß an zwei Stellen vor dem Bachübergang (Bermellón) auch Granit von Schiefer eingeschlossen ist.

angeklebt ist (Taf. X, 1). Auf der anderen Talseite sieht man am Gehänge phyllitischen Gehängeschutt von vulkanischem Tuff überlagert. Charakteristisch ist die Mesa des Dorfes San Miguel. Es fließen hier zwei Bäche zusammen. Das Tal ist in Phyllit eingeschnitten, der in Steilwänden am Wege ansteht. Bei Ausbrüchen der Tolima-Ruiz-Vulkane wurde das Tal mit Tuff gefüllt. Später flossen die Bäche auf dieser Auffüllung und setzten Gerölle ab. Dann haben die Bäche in die lockeren Massen eingeschnitten und sie zum größten Teile ausgeräumt. Nur im Winkel des Zusammenflusses ist ein größerer Rest der Tuff-Terrasse stehen geblieben, welcher das Dorf San Miguel trägt (Taf. X, 2).

Die Gegend von San Miguel und La Lora ist erzführend. Zahlreiche Golderzgänge sind bekannt, wie Estación und San José. Gearbeitet wird zurzeit nur auf der Grube Recreo. Sie liegt eine halbe Stunde von San Miguel entfernt. Sie wurde einst von R. Scheibe untersucht. La Lora gegenüber stehen Hütten einer verlassenen Quecksilbermine, namens Cinabrio.

Von La Lora ritten wir am nächsten Tage hinauf zum Quindíopaß und dann hinab zur Ebene von Armenia. Bis zum Qindíopaß sah man Glimmerschiefer, auch Injektionsgneis, teils ostfallend, teils horizontal liegend. Alles war eingehüllt von vulkanischem Tuff. Der Paßübergang „La Linea" liegt in 3280 m Höhe, 58 km Weg von Ibagué entfernt. Auf der Westseite haben Tuff und andesitische Blöcke wieder alles bedeckt. Eine kraterähnliche oder karähnliche Geländeform erblickt man nordwärts an der Westseite des Kammes. Unten sieht man die Ebene von Armenia. Die höchste Stelle des Weges und auch der Kordillere liegt also am Westabfall zum Caucatal. Am unteren Teil des Abfalles trifft man gefaltete Schiefer und eine Salzquelle. Dann gelangt man nach Calarcá.

Die durchfurchte Hochebene von Armenia ist ihrer Entstehung und geologischen Zusammensetzung nach dasselbe wie die Hochebene von Popayan, die ich später kennen lernte. Sie ist ein abgesunkenes und verworfenes Hügelland. Vulkanischer Tuff und andere lose Ablagerungen haben es überdeckt und eingeebnet. Auf dem Wege von Calarcá nach Armenia sieht man im Tuff etwas Ton. In einer tiefen Schlucht, in welcher der Fluß Quindío strömt, ist der tiefere Untergrund der Ebene angeschnitten. Der Fluß fließt auf anstehendem Fels. Darüber liegt grobes Flußgeröll und

darauf vulkanischer Tuff, etwa 30—40 mm mächtig, der in seinem Aussehen und seiner Standfestigkeit an den Löß Chinas erinnert.

Von Armenia zogen wir weiter nach Pereira. Bis Circasia führte der Weg über und durch vulkanischen Tuff, heute infolge Auswaschung ein hügeliges Gelände. An einer Stelle enthält die Ablagerung eine Tonlage von etwa 30 cm Dicke, ein Zeichen, daß der Tuff mit Unterbrechung abgesetzt Verurole. Zeichen einer Unterbrechung der Tuffablagerung sahen wir auch am Quindíopaß, wo dunkle Vegetationsstreifen im helleren Tuff liegen. Das Bachbett bei Circasia führt grobe Gerölle. Sie sind z. T. zu einem festen Konglomerat verkittet, das vulkanischer Tuff überlagert. Dann kam die tiefe Schlucht von El Roble. Die viele Meter steilen Wände bestehen aus Andesittuff und Andesitagglomeraten. Die grellen bunten Farben und die Vielgestaltigkeit der Einschlüsse sind ein schöner Anblick. Neben Andesit-Agglomeraten sah man auch Andesitlaven. Alles deutet darauf hin, daß in der Nähe noch nicht bekannte vulkanische Ausbruchstellen liegen.

Der Weg führte nun an der großen Vieh-Finka „Bremen" vorbei. Alles war bedeckt von lößähnlichem vulkanischem Tuff. Eine kopfgroße vulkanische Andesitbombe lag in dieser sonst so einschlußfreien Ablagerung. Bis Pereira hielt der Tuff an. Zum Teil war er verhärtet. Tiefe Schluchten waren in ihm ausgenagt.

Von Pereira (1310 m)[1] benutzten wir die Bahn bis Cartago im Caucatal. An der Bahnlinie sah man gute Aufschlüsse. Hinter Pereira fährt man über vulkanischen Tuff, in dem an der Station Nacederes (1300 m) große Andesitblöcke und Flußschotter liegen.

Dann kommt bei 1260 und 1230 m verlehmter Tuff, einschlußfrei oder mit einzelnen Blöcken. Hinter Kilometer 30 liegt über dem verlehmten Tuff eine Lage gewaltiger Eruptivgesteine, die kugelig-schalig verwittern. Zwischen Station Belmonte (1175 m) und Villegas (1090 m) hat man rechts und links verlehmten Tuff, hier und da mit einzelnen Geröllen und schalig verwitternden Eruptivgesteinen ..... Von Bahnhöhe 1160 hat man einen prachtvollen Blick auf das Gebirge am Rio „La Vieja", einem Querriegel, der die Aufschüttungsebene von Armenia gegen die eigentliche Caucaebene abriegelt.

Hinter Villegas fährt die Bahn durch gewaltige Geröllmassen, in denen ein Tunnel errichtet ist (1090 m). Bei 1060 m steht

[1] Die folgenden Höhenangaben sind Angaben meines Aneroid-Barometers. Dasselbe zeigt etwas zu tief, so daß die wirkliche Höhe etwas größer ist. Da die Höhenunterschiede aus den Angaben aber ersichtlich sind, so seien sie gemacht.

Schieferton an, außerdem auch Sandstein, der der Tertiär-Formation des Caucatales angehört und ca. 30° nach O einfällt. Man fuhr im Tal der Quebrada Consota abwärts. In 1040 m liegen gewaltige Gerölle. In 980 m sieht man verlehmten Tuff und Ton mit Geröllagen, die nach O einfallen. Dieses Einfallen ist beachtenswert. Auswaschungen in diesen Ablagerungen sind mit Sand und Tuff ausgefüllt. Bei 950 m kommt von neuem Tuff mit Geröllagen, die eine deutliche, wenn auch geringe Neigung nach W haben. Zwischen Tuff, Geröll und Ton erscheint eine etwa 1 m mächtige Lage gröberer dunkler Asche.

Wir kamen jetzt ins Tal des Flusses „La Vieja", in die der Bach Consota einmündet. „La Vieja" ist die Grenze zwischen den Departements Caldas und Valle. Am Bahnhof Cartago sieht man (880 m) in einem Aufschluß diagonalgeschichteten vulkanischen Tuff, Ton und Polierschiefer. Die Ablagerungen zeigen in kleinem Maßstabe Hebungen, Stauchungen und Treppenverwerfungen. Die blättrige Kieselguhr ist eines der jüngsten Sedimente des Caucagraben. Es sind Absätze des Kiesel-Skeletts der Diatomeen, die in dem Süßwassersee lebten, der noch vor kurzem die Ebene des Caucatales bedeckte. Die Störungen in diesen jungen Schichten und in den Schottern an der unteren Strecke der Caldas-Bahn zeigen, daß Bewegungen im Caucatal noch in der jüngsten Zeit stattfinden.

2. Von Cartago im Caucatal über Manizales nach Mariquita im Magdalenental.

Im Dezember 1925 fuhr ich von Cartago nach Pereira (1310 m). Von Pereira setzte ich meine Reise mit der Bahn fort bis zum derzeitigen Endpunkt Guayabito.

Pereira liegt auf der bereits erwähnten Hochebene, die mit vulkanischem Tuff bedeckt ist. Östlich sieht man die Mittel-Kordillere ansteigen und im N erhebt sich direkt hinter der Stadt eine Hügelkette. Ob diese ein Ausläufer der Caucasperre nördlich Cartago ist? Die Bahn führt am Fuße der Hügelkette entlang. Man sieht verlehmten Tuff mit einzelnen gewaltigen vulkanischen Blöcken. Die Bahn steigt an. 30 m über Pereira trifft man bei Dos Quebradas (1340 m) ein mit Tuff ausgefülltes Tal, jetzt eine kleine Ebene (km 45).

Hinter der Station Gutierrez beginnt die Bahn in Serpentinen anzusteigen. Verlehmter vulkanischer Tuff bedeckt den Abhang. In 1480 m Höhe kommt der Kern des Berges zum Vorschein: steilstehende Graphitschiefer und Chloritschiefer, darüber Tuff und

Gehängeschutt. Wir befinden uns an diesem Abhang also im Gebiet der kristallinen Schiefer und bereits außerhalb des Caucagrabens.

Bei 1530 m steht Glimmerschiefer an (Streichen N 20° O, Fallen 30° W). Dann kommt in etwas gestörter Lage Graphitschiefer, überlagert von verlehmtem Tuff und Gehängeschutt. Bei km 55 fallen kristalline Schiefer nach O. Abwärts hat man ständig eine schöne Fernsicht auf die Aufschüttungsebene von Pereira.

In 1610 m Höhe führt ein Tunnel durch vulkanischen Tuff, in dem große Blöcke liegen. Es ist km 56. Dann kommt ein breites Tal, bedeckt mit vulkanischem Tuff und grobem Flußgeröll. Im Flußbett soll Sausurit-Gabbro anstehen (Reiss). Über Santa Rosa (1570 m), einem größeren Dorfe, gelangt man nach Guayabito, dem derzeitigen Endpunkt der Caldas-Bahn.

Von hier ritten wir an demselben Tage noch nach Manizales, der Hauptstadt von Caldas. Zunächst ging es hinab zur Quebrada Campo alegre. Seitwärts steht in Säulen dunkles andesitisches Gestein. Später sah man Glimmerschiefer und Gneis. An der Brücke (1395 m) erhebt sich kristalliner Schiefer. Dann ritt man den Bach abwärts, dessen Lauf S—N ist. Man sah nur vulkanischen Tuff, mitunter feingeschichtet und schwach gestört. Jetzt ging es ostwärts zum Dorfe San Francisco. Hinter dem Dorf liegen im Tuff große Blöcke. Die Schichten sind geneigt, wohl eine primäre Neigung durch Ablagerung auf einem Abhang. Dann ging es hinab zum Flusse Chinchiná (1220 m). Große Blöcke frischen Diorites liegen hier herum. Auf der anderen Seite steht in steiler Felswand chloritischer Glimmerschiefer an. Später traf man wieder große Blöcke eines ganz frischen Quarz-Diorites. Die Bergformen und der Anblick des ganzen Geländes machen einen sehr alten Eindruck. Es scheint das Tal des Chinchiná ein Urtal zu sein, wohl älter als das Caucatal. Ob der Cauca heute im unteren Teil des alten Chinchinátales fließt, wie ich vermute, müssen später geologische Untersuchungen ergründen.

Vom Chinchiná ging es aufwärts. In einem Wasserlauf sah man Tuff, Gehängeschutt und Geröll, unter letzterem auffallend viel schwarzen Kieselschiefer. Große Felsblöcke führt der Bach Rosario (1300 m). Hier beginnt der steile Anstieg, es sind noch 700 m hinauf nach Manizales. Kristalline Schiefer, vorwiegend Phyllit und Glimmerschiefer, bilden den Kern des Gebirges. An einer Stelle streicht Graphitschiefer in N—S-Richtung und fällt

45° nach O. Kurz vor Manizales ist alles Gestein unter mächtigem vulkanischem Tuff und Lapilli vergraben. In Manizales (2020 m) trafen wir in Dunkelheit ein.

Am nächsten Tage wurde mittags die Reise fortgesetzt in Richtung zum Magdalenental. Am Wege sieht man zunächst nur vulkanischen Tuff mit Lagen von Lapilli. Es ging den Rio Manizales aufwärts. Große Blöcke von Biotit-Granit, typischem Gneis, Glimmerschiefer und Chloritschiefer liegen in seinem Bett. Ein Granitblock enthielt abgerundete Schieferbrocken und ging randlich in Injektionsgneis über, ein Beweis für das jüngere Alter des Granites. Der Feldspat des Biotitgranites war weiß, der glänzende Glimmer pechschwarz. Unter den Geröllen fehlten jüngere Ergußgesteine, obwohl an einem nicht weit südlich gelegenen Hügel Säulen eines jüngeren Lavastromes sichtbar waren, und aus nicht allzu großer Ferne die schneebedeckten Vulkane herabschauten.

Kurz darauf erreichten wir eine zerfurchte Aufschüttungsterrasse (2200 m). Sie bestand aus kopfgroßen und noch größeren Granitgeröllen, Es war eine Fluß-Terrasse aus vorvulkanischer Zeit. Die Gerölle waren stellenweise vollkommen zersetzt und vertont. Wie Lehm hat man beim Einschneiden des Weges die einzelnen Gerölle mit der Schippe durchstechen können. Der Anschnitt solcher Tonwand bietet ein eigenartig gemustertes Bild (Taf. XI, 1). Danach erreichten wir einen Bach (2360 m), in welchem ein fettig sich anfühlender Serizitschiefer ansteht, der mit Talkschiefer verwechselt werden kann. Er streicht N 10° O und fällt 45° nach O ein. Im Bach lagen Stücke von Gneis, Granit und Chloritschiefer, aber auch ein Andesitblock. Am weiteren Wege traf man vulkanischen Tuff und Lapilli, letztere lagenförmig im Tuff liegend, und mit der fortschreitenden Annäherung zu den Vulkanen an Größe immer mehr zunehmend. Sie hatten jetzt schon Nußgröße. Dann kommt eine lange Strecke mit Biotit-Granit. Dieser steht auch im Tal des Baches Selva an, das wir aufwärts stiegen. Er war oberflächlich vollkommen zersetzt. Aber ein Wasserfall an den Selva-Hütten hat frischen Granit bloßgelegt. Es ist derselbe Granit, dessen Bruchstücke wir im Bach Manizales getroffen hatten, wo ein Granitgeröll Schieferbruchstücke eingeschlossen enthielt und randlich in Injektionsgneis überging. In 2800 m Höhe trifft man zum ersten Male anstehendes vulkanisches Gestein. Es ist ein dunkelgrauer, basaltähnlicher Andesit. Über

diesem liegt wieder vulkanischer Tuff. Bei Nacht erreichten wir das Gehöft Virginia, 3220 m hoch.

Am nächsten Tage ging es weiter. Die bei Virginia vorbeifließende Quebrada wurde mir als Guayacal bezeichnet. Es soll der Quellbach des Chinchiná sein. Ein Wasserfall des Baches stürzt über dunkles, vulkanisches Gestein. Nun ging es hinauf zum Kamm der Mittel-Kordillere. Der Paß liegt 3540 m hoch. Von Gesteinen sieht man plattigen basaltähnlichen Andesit, überdeckt von Lapilli. Der Kamm gewährt einen prachtvollen Blick auf den Herveo und seine Gletscher, deren zerklüftete, grünblaue Eismassen man mit dem Fernglas erkennt. Die Oberflächenformen des Geländes sind die einer Vulkan-Landschaft. Viele Kilometer lange Lavaströme zeigen an steilen Bergabstürzen säulige Absonderung. Im Laufe der Zeit wurden aus ihnen bizarre Formen herausmodelliert, besonders auf der Ostseite des Kammes (Taf. XI, 2).

Etwas unterhalb Cajones erscheint in 3260 m Höhe zum ersten Male wieder Granit. Er hat die Form kleiner Rundhöcker und ist bedeckt mit parallelen Schrammen, eine Wirkung der früher tiefer herabgehenden Gletscher, deren Reste heute vom Herveo herableuchten. Bedeckt ist der Granit von Lapilli-Ablagerungen. Seitlich steht an Bergwänden basischer Andesit an. Eine spätere Untersuchung müßte hier feststellen, ob auch das basaltähnliche Gestein Gletscherschrammen hat, und ob die eigenartigen, gerundeten Bergformen eine Wirkung des Eises sind, oder ob die Lavaströme auf gletschergeschrammtem Granit oder womöglich auf Moräne lagern. Für die Altersbestimmung der Vulkane wäre dies wichtig.

Dann kam die Station Sorvotamal (3360 m), von der man gut die eigenartig geformten Lavaberge übersieht, die jetzt westlich liegen. Von hier geht es abwärts über Bimsstein-Tuffe. Zwischen ihnen erscheinen an einer Stelle Granitblöcke, wohl ein Zeichen, daß dieses Gestein im Untergrund ansteht. Dann kommen wieder die basaltähnlichen Andesit-Gesteine des Ruiz. Ein Aufschluß zeigt die Lagerung desselben auf zersetztem Granit. Faustgroße Granitbrocken sind im grauen Andesit eingeschlossen. Unterhalb dieses Granitaufschlusses war wieder Andesit, wohl ein alter Lavastrom, der über einen Geländeabfall herabfloß. Dann kommt auf lange Zeit nur Bimssteintuff, dann Granit, überlagert von Bimssteintuff. Hinter dem Haus Jolombal (2780 m) steht Granit an.

Diesen Granithügel ging es hinab. Der Kern des Gebirges besteht also vom Bache Selva auf der Westseite des Gebirges bis hierher aus Granit, überlagert von Lava und Tuff. Und nun sehen wir zum ersten Male wieder kristalline Schiefer, steilstehende Glimmerschiefer, die in N—S-Richtung streichen, lokal auch 10° nach W abgelenkt sind. Der Glimmerschiefer zeigt nahe am Granit Knoten. Man fand auch Stücke eines eigenartigen Granites, der aussah, als habe er Glimmerschiefer aufgelöst und die Substanz in kleinen Glimmern wieder ausgeschieden. Ferner fand man Schiefer mit großen, linsenförmigen Quarz-Feldspataugen, deren unzertrümmerte Quarz-Feldspatsubstanz wohl aus dem Granitmagma stammt. Der Granit ist jünger als der Schiefer.

Der Weg führt jetzt über einen Grat (2570 m), der mit Bimsstein-Tuffen bedeckt ist. Dann kommt schwarzer Glimmerschiefer, der Übergänge zu Tonschiefer und Gneis zeigt. Ein sehr harter Gneis fällt 45° nach N ein und streicht O—W. In diesem Gestein treten geringmächtige, schwarze Quarzmassen, scheinbar gangförmig, auf. Eine andere Messung ergab Streichen 337° W, Einfallen steil nach N. Am folgenden Tage trafen wir dieses ungewöhnliche Streichen noch einmal. Es muß hier eine Störung vorliegen. An der letzten Kabelstation vor Soledad (2280 m) steht ein eigenartiger Hornblende-Augengneis an. Im Dorf Soledad liegen große Blöcke von Andesit, überlagert von mehrere Meter mächtigem Tuff. In der Nähe des Ortes kennt man Silbererzgänge, auf denen aber nicht gearbeitet wird. Proben mit edlen Silbermineralien wurden mir übergeben.

Am nächsten Tage ritten wir von Soledad nach Fresno. Soledad liegt 2200 m hoch. Von hier steigt man hinab ins tief eingeschnittene Tal des Rio Aguacatal, dessen Übergang 1370 m hoch liegt, also 830 m tiefer als Soledad. Abwärts geht es anfangs über vulkanischen Tuff, der vulkanische Blöcke eingeschlossen enthält. Bei 2090 m sieht man horizontal lagernden Diatomeenschiefer, ca. 2 m mächtig, darunter Tuff mit Andesitblöcken. Es beweist dies, daß das Tal einst bis zu dieser Höhe, d. h. bis 700 m über seiner Talsohle, aufgeschüttet war, und daß auf dieser Aufschüttung Wasser stand, in welchem Diatomeen lebten.

Am Abwärtswege kommt weiterhin verlehmter Tuff. In 1830 m trifft man den schon vor Soledad gesehenen Hornblende-Augengneis. Er hat wie manche Amphibolgesteine etwas Manganbelag.

Sein Streichen ist N 25° O, sein Einfallen steil nach W. Von der anderen Talseite aus sieht man, daß dieses Gestein eine schmale Wand kulissenartig ins Tal vorschiebt. Klüfte führen an einer Stelle Malachit. Mehrmals wurde ein breiter Quarzgang überschritten, schöner weißer Milchquarz, dessen Stücke in großen Klumpen auf dem Wege liegen; er ist wohl das Extrem eines Pegmatitganges. Augengneis und Milchquarz trifft man auf den Serpentinen des Abweges noch öfter. Später kam Gehängeschutt, dann durch Flüsse angehäuftes Andesitgeröll und darunter Dioritgneis (1530 m). Dieser steht im Tal des Agacatal an, hier und da verdeckt durch Andesittuff und Geröll. In den lockeren Ablagerungen war ein kopfgroßer Bimsstein und eine Andesitbombe mit Brotkrustenstruktur. Unter der Brücke (1370 m) schießt ein Wasserfall über Amphibolit-Augengneis hinab. Dieser Gneis ist wohl eine Randzone des Dioritschiefers. Er streicht an der Brücke N 30° O und fällt senkrecht, etwas gewellt, ein.

Auf der anderen Seite des Baches Aguacatal geht es 700 m in Serpentinen aufwärts. An einem kleinen Wasserlauf, hinter dem Gehöft Aguacatal, steht Augengneis an; er streicht N 20° O und fällt steil nach W. Dann kommt Glimmerschiefer, N 335° W streichend und steil nach W fallend. Also dasselbe unregelmäßige Streichen, das wir am Tage vorher getroffen hatten. Weiter aufwärts ist der Glimmerschiefer gefaltet, gewellt und gestört. Es scheint also eine Störung vorzuliegen. Dann ist wieder alles von einschlußfreiem Tuff bedeckt. Einmal kommen lose Blöcke eines Dioritgneises, dann sieht man wieder nur Tuff. In 2030 m erscheint in einem Bache ein hartes Quarz-Glimmergestein und im Anschluß (östlich) ein dioritisches Gestein, nach W einfallend. Dann sieht man bis zur Paßhöhe (2080 m) nur einschlußfreien Tuff.

Auf der anderen Seite des Passes geht es über gewelltes Gelände wenig hinab, zunächst über tuffbedeckten Dioritschiefer. Ein Bach (1960 m) führt Glimmerschiefer und Amphibol-Augengneis. Dann kommt Dorf Guarumo (2000 m), in dessen Umgegend goldführende Quarzgänge bekannt sind, zurzeit aber nicht abgebaut werden.

Zwischen den Dörfern Guarumo und Fresno sieht man nur vulkanischen Tuff und vulkanische Agglomerate, die alles bedecken. Man geht auf einer tuffbedeckten Cuchilla. Hinter Guarumo steht ein verfestigter Tuff an. Beim Dorf Aguabita (1900 m) zeigt ein Aufschluß bunt verwitternde vulkanische Aglomerate, wie wir sie

in der Gegend noch tätiger Vulkane (Pasto, Popayan) sehen. Auch einige ganz frische Andesitblöcke lagen hier. Es kam Dorf Partidas (1870 m) und schließlich Fresno (1380 m). Etwa 20 m über Fresno liegen große Flußgerölle, überlagert von bunt verwitternden Andesitblöcken. Im Orte sah man Andesitblöcke von riesigen Dimensionen, z. B. lag auf einer Wiese ein Block von 5 m Länge und 3 m Höhe.

Fresno ist als Grubenort einst gegründet. In der Nähe gibt es Golderzgänge und Goldseifen. Heute arbeiten nur noch zwei oder drei Mann auf einer Seife. Am nächsten Morgen besuchten wir zunächst die Umgegend. Nordwestlich des Ortes steigen Berge an. Sie bestehen aus Glimmerschiefer mit Quarzlinsen und dünnen Quarzitlagen. Die Schichten streichen N 10° O und fallen 73° nach W ein. Seitlich der letzten Dorfhäuser fand man verkitteten vulkanischen Tuff. Er hatte Einschlüsse zersetzten Granites.

Dann ritten wir von Fresno nach Mariquita. Der Weg geht nach O. Rückwärts hat man lange einen prachtvollen Blick auf die Gletscher des Herveo [1]. Alles vulkanische Material dieser Gegend scheint von diesem Vulkan zu kommen. Die Richtung von unserem Beobachtungspunkte auf den Hügeln westlich Fresno ist zum Herveo N 42° O, zum schneebedeckten Tolima, den man auch sah, N 25° O. Die Höhe des Beobachtungspunktes war 1420 m.

Weiter geht es über ein hügeliges Gelände kristalliner Schiefer, die von vulkanischem Tuff bedeckt sind. Hinter dem Gehöft Estrella liegt in 1040 m Höhe kopfgroßes Geröll von Quarz und Quarzit, aber auch Serpentin. Unter den Geröllen fehlt junges eruptives Material, es ist eine alte, vorvulkanische Ablagerung. Dann kommt anstehender Granit und in 1100 m ein sehr harter, dunkler, feinkörniger Gneis, der N—S streicht und O einfällt. Er scheint kontaktmetamorph von dem Granit beeinflußt zu sein. Vom Gehöft Primavera ging es abwärts, man trifft hier steilgestellte, schwarze Graphitschiefer, überlagert von kopfgroßen Quarzitgeröllen. Unter den Geröllen fehlen wieder junge Eruptivgesteine. Diese Aufschlüsse wiederholten sich. Die Schiefer fallen steil nach W ein und streichen N 355° W. Es ist dies ein Gebiet alter, jetzt verlassener Goldwäschereien. Viele dieser Arbeitsplätze liegen am Gehöft „La Parroquia“. Von der Höhe oberhalb Mariquita hat man einen

[1] Die Namen Ruiz und Herveo bezeichnen hier denselben gletscherbedeckten Vulkan.

umfassenden Blick auf die eigenartigen Inselberge dieser Gegend. Ein Aufschluß am Wege (800 m) zeigte folgendes: Auf einer Lage Ton (1 m) liegt braunrötlicher, vulkanischer Tuff und unter dem Ton grauer, vulkanischer Tuff. Über große Gerölle kristalliner Gesteine und über Ton geht es weiter abwärts. Schließlich kommt wieder der feste Untergrund zum Vorschein. Es ist Granit, der bis zum Dorfe Mariquita anhält. Er ist vollkommen zersetzt und überlagert von 1 m Ton, auf welchem kopfgroße Gerölle liegen. Am Rio Guali (540 m) steht unter der Brücke frischer Granit in einem großen Felsen an. Er ist früher von Stübel gesammelt und von Bergt mikroskopisch untersucht und beschrieben worden.

Auf der anderen Flußseite steigt man eine niedere Flußterrasse hinauf, die das Dorf Mariquita trägt. Diese Flußterrasse führt viel Andesitgeröll, ist also jung. Im Untergrund scheint der Granit noch weiter zu laufen, denn am südwestlich gegenüberliegenden Zeugenberge hat man in der Nähe von San Felipe in einem asphaltgetränkten Sandstein auf Petroleum gebohrt. Man stieß hierbei auf Granit. Mariquita liegt bereits im Gebiet des Magdalenen-Grabens. Die eigentliche Grabenspalte scheint allerdings noch weiter östlich zu liegen, wohl erst bei Honda.

3. Aeltere Literaturnotizen über den geologischen Aufbau der Mittel-Kordillere in der Zone Ibagué und Manizales.

Stübel und Reiss[1] sind von Guataquí am Magdalena über Las Piedras nach Ibagué gewandert. Bei Las Piedras (366 m) trafen sie Kuppen eines glimmerarmen, pegmatitartigen Granites, der teilweise zersetzt aus den Schichten vulkanischer Gerölle hervorschaute. Gänge feinkörnigen Granites durchzogen den Granit. Unter dem Mikroskop zeigten die Gesteine Spuren starker Pressung. In der Gegend von Pedregal stand Hornblendegranit an. Bei Ibagué trafen sie am Rio Combeima Granit. Unter den Flußgeröllen sammelten sie einen dunkelgrünlichgrauen Dioritporphyr mit weißen Feldspat-Einsprenglingen und Amphibolschiefer. Letzterer soll im oberen Combeimatale sehr verbreitet sein und mit kristallinen Schiefern die Grundlage des Tolima bilden. Diese Gesteine sind von Bergt genau mikroskopisch beschrieben. Die Andesite sind meist Pyroxen-Andesite.

---

[1] W. Reiss und Stübel: Reisen in Südamerika. Geologische Studien in der Republik Colombia 2. Petrographie. 2. Die älteren Massengesteine, kristallinen Schiefer und Sedimente, bearbeitet von W. Bergt, Berlin 1899.

Über Gesteine am alten Quindíoweg finden wir Angaben in den Werken von Humboldt[1], Schmarda[2] und Hettner[3]. Alle sprechen von Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern. Humboldt erwähnt Granit, Glimmerschiefer, Gneis und Gneisglimmerschiefer. Schmarda nennt dieselben Gesteine, nur bezeichnet er den Glimmerschiefer als glimmerreichen Tonschiefer.

R. Scheibe[4] hat in den Documentos de la Comision Científica Nacional einige Mitteilungen über das Quecksilbervorkommen am Quindíopaß (neuer Weg) veröffentlicht. Die Grube liegt dem erwähnten Gehöft La Lora gegenüber. Es herrschte dort Chloritschiefer vor. Außerdem haben phyllitische Glimmerschiefer eine große Verbreitung, die mit Chloritschiefern wechsellagern. Durch Kohlensubstanz sind sie oft schwarz gefärbt. Ihr Streichen ist N—S, ihr Einfallen steil nach W oder O. Im N und S des Gebietes gibt es Granite, die jünger sind als die Schiefer. Ferner treten in der Gegend Syenitporphyre und Granitporphyre auf.

Südöstlich von Mariquita liegen am Ostabfall der Mittel-Kordillere die früher abgebauten Erzvorkommen von Santa Ana. Es waren Silbergruben. Mehrere Reisende haben sie besucht und beschrieben. Hornblendeschiefer und Glimmerschiefer werden als anstehendes Gestein genannt. Beim Dorfe San Juan stehen Andesit-Tuffe an, die viele Pflanzen führen. Engelhardt hat 35 Arten dieser Stelle beschrieben. Das Nebengestein der Erzgruben von Santa Ana ist Phyllit. Etwas östlich Santa Ana liegt ein Granithügel, nördlich vom Rio Sabandija. Es ist Biotitgranit, der sich wenig von dem Granit an der Brücke über dem Guali bei Mariquita unterscheidet. Am Rio Guamo bei Santa Ana steht auch Amphibolit an, ebenso kommt dort auch ein dünnschiefriger, blauschwarzer, glänzender Graphitphyllit vor.

Reiss[5] durchquerte die Mittel-Kordillere auf dem Wege Ambalema—Libano-Paß: La Linea—Termales—Manizales—Cartago. Zwischen Lerida und Libano sammelte er Sericitschiefer, Tonschiefer, Granitporphyr und Granophyr. Der Granitporphyr von Lerida war dynametamorph verändert. Auf der Westseite der Kordillere fand Reiss Granit (unterhalb Termales), weißen dünnblättrigen Sericitschiefer (nahe Frailes), Grünschiefer, Halbphyllit, und Tonschiefer. An der Salzquelle Quinco nahe Manizales stand ein merkwürdiges Feldspat-Augitgestein an. Zwischen Manizales und Santa Rosa sammelte Reiss bei San Juan einen epidotisierten Diabas-Porphyrit und am Flusse bei Santa Rosa anstehenden amphibolisierten Gabbro. Bergt hat alle diese Gesteine mikroskopisch untersucht und beschrieben. Die jungen Eruptivgesteine des Herveo und Tolima hat Kuech beschrieben.

[1] A. v. Humboldt, Geognostischer Versuch über die Lagerung der Gebirgsarten in beiden Erdhälften. Deutsch bearbeitet von K. C. v. Leonhard 1823.

[2] L. K. Schmarda, Reise um die Erde. Braunschweig 1861. 3. p. 344.

[3] A. Hettner und G. Linck, Beiträge zur Geologie und Petrographie der kolumbianischen Anden. Zeitschr. D. Geol. Ges. 1888. p. 205.

[4] R. Scheibe, Documentos de la Comision Científica Nacional. 1922. p. 30.

[5] W. Reiss und A. Stübel: Reisen in Südamerika. Geologische Studien in der Republik Colombia. 1. Petrographie 1. Die vulkanischen Gesteine, bearbeitet von R. Kuech, Berlin 1892.

4. Zusammenfassung der wichtigsten Beobachtungen.

Bei der zweimaligen Durchquerung der Mittel-Kordillere wurde bestätigt, was frühere Reisende schon festgestellt hatten, daß die Mittel-Kordillere aus kristallinen Schiefern und Eruptivgesteinen besteht. Wichtig ist ein negativer Befund, das Fehlen der Kreideschichten, deren mächtige Ablagerungen den Hauptbestandteil der nahen Ost-Kordillere bilden. Es ist diese Beobachtung ein kleines Glied in der langen Kette anderer derartiger negativer Befunde, die zu dem Schlusse führen, daß Mittel-Kordillere und West-Kordillere zur Kreidezeit größtenteils Festland waren. Es fällt hier noch eins auf. Die Ostflanke der Mittel-Kordillere ist im äußersten N bei Simití und im S, im Departement Huila, von Kreideschichten bis in beträchtliche Höhe hinauf bedeckt, während in dem von uns durchquerten Gebiet Kreide auch am Ostabfall der Mittel-Kordillere fehlt. Diese kreidelose Strecke reicht sogar sehr weit, von nördlich der Cimitarra-Mündung bis Girardot; sie hat also eine Länge von ca. 350 km. Es ist dieses Fehlen auf besondere tektonische Vorgänge bei Bildung des Magdalenengrabens zurückzuführen.

Seit den Untersuchungen von Stille[1] ist der Magdalenengraben als großer tektonischer Einbruch bekannt, wenn er auch im einzelnen noch weiterer Untersuchungen bedarf. Aber auch auf der anderen Seite der Mittel-Kordillere gibt es eine langgestreckte große Grabenversenkung, die einige hundert Kilometer lang ist. Sie hat Stille schon vermutet, und sie ist tatsächlich auch vorhanden. Auf unserem Wege von Cartago über Cali und Popayan nach Pasto konnten wir sie schrittweise verfolgen. Auf der hier beschriebenen Durchquerung der Mittel-Kordillere müssen wir die Ostspalten des Patia-Caucagrabens auf der Westseite des Quindío nahe Calarcá und östlich von Pereira, vor Santa Rosa, überschritten haben.

In der Mittel-Kordillere gibt es Granit. Ein großes und breites Granit-Massiv baut den Kamm der Kordillere zwischen Manizales und Mariquita auf. Auch am Quindíopaß sind Granite im tieferen Untergrund vorhanden, worauf Granit-Apophysen im Phyllit und

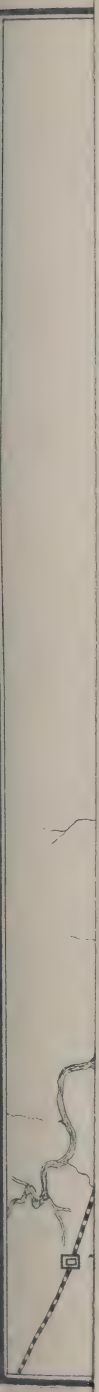
[1] H. Stille, Geologische Studien im Gebiete des Rio Magdalena. Koenen-Festschrift, Stuttgart 1907.

eigenartige Injektionsgneise hinweisen. Ein anderes Granit-Massiv treffen wir am Westfuße der Mittel-Kordillere in der Linie Victoria—Mariquita—Ibagué. Beide Granite sind jünger als die kristallinen Schiefer, denn Granit dringt in die Schiefer ein, führt zur Bildung von Injektionsgneisen (Quindío, dann vor Soledad) und enthält Schieferbruchstücke eingeschlossen (Bach Manizales). Ob diese Granite tertiäres Alter haben (Andengranit), läßt sich nicht entscheiden, da Tertiärschichten auf der Mittel-Kordillere fehlen. Hervorgehoben sei aber das frische, unveränderte Aussehen dieser Granite. Nur in direkten Nähen des Magdalenengrabens zeigt der Granit Druckwirkungen, was aber nichts über das Alter besagt, da bis in die jüngste Zeit hinein noch schwache Bewegungen an diesen Linien stattzufinden scheinen.

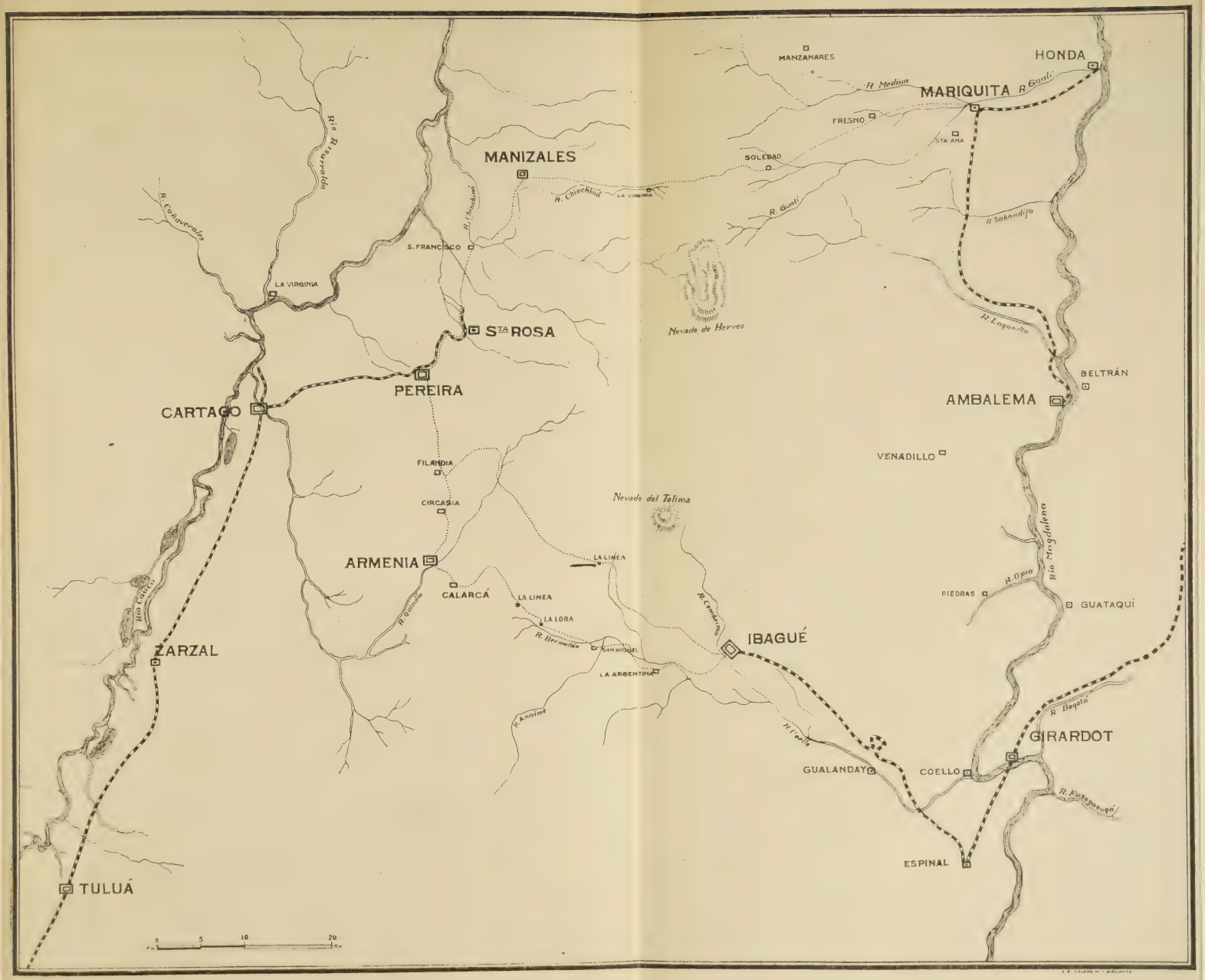
Der durchquerte Teil der Mittel-Kordillere gehört zum Vulkangebiet des Tolima und Herveo. Diese Vulkane haben der Landschaft besondere Oberflächenformen verliehen. Und dies nicht nur in ihrer nächsten Nähe. Aus den Vulkanen sind gewaltige Lavaströme von vielen Kilometern Länge ausgeflossen, die jetzt den Kamm der Kordillere bedecken. Auf noch weitere Entfernung hin sind vulkanische Tuffe abgesetzt, die das ganze Gelände einhüllen. Diese Tuffablagerungen sind junge Bildungen. Sie haben Vertiefungen und Täler aufgefüllt und eingeebnet. So entstand die Hochfläche von Ibagué und die etwas zerfurchte und gewellte Ebene von Armenia. Täler wurden von den Bächen bald wieder ausgeräumt, aber überall finden sich Reste der Aufschüttung an den Abhängen, in Nischen, und auch tief unten im Tal. Die Aufschüttung im Aguacatal-Tale bei Soledad betrug 700 m. Die Bäche flossen nach der Auffüllung über diese und setzten ihr Geröll ab. An manchen Stellen staute sich das Wasser und bildete Wasserflächen, in denen Diatomeen lebten. Diese Diatomeen finden wir an vielen Stellen Kolumbiens in Verbindung mit jungen vulkanischen Tuffen. Eine solche Diatomeen-Ablagerung sahen wir auf den Resten der einst 700 m mächtigen Tuffablagerung des Aguacataltales.

Das Alter der Tuffablagerungen ist spätdiluvial oder postdiluvial. Ältere Geröllablagerungen werden von ihnen bedeckt. Täler und Gelände hatten zur Zeit dieser ungeheuren vulkanischen Aschenablagerungen schon ihre ungefähr heutige Gestalt und Tiefe.

In dem durchquerten Gebiet müssen auch noch kleinere unbekannte vulkanische Ausbruchsherde vorhanden sein. Vielleicht



O.



O. Stutzer: VI. Geologische Beobachtungen und Gedanken bei einer zweimaligen Durchquerung der kolumbianischen Mittel-Kordillere.

1

2

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

O. Stutzer: Zweimalige Durchquerung der Kolumbianischen Mittel-Kordillere.

3

4

Lichtdruck v. M. Rommel & Co., Stuttgart.

O. Stutzer: Zweimalige Durchquerung der Kolumbianischen Mittel-Kordillere.

sind manche von ihnen unter Tuff begraben. Es weisen auf diese Vermutung Beobachtungen in der Ebene von Armenia hin, wo Lava im Tale „El Roble" zwischen Circasia und der Finka „Bremen" auftritt, und wo grobe dunkle vulkanische Aschen an der Caldasbahn nahe Cartago sich finden.

Bogotá, 15. Januar 1926.

Tafelerklärungen.

Taf. IX.

Skizze des Gebietes der Mittel-Kordillere zwischen den Flüssen Cauca und Magdalena, sowie den Orten Ibagué und Manizales. (Zur Erläuterung der Reiseroute.)

Taf. X.

1. Die vulkanische Tuff-Terrasse am San Lorenzoberge im Tale des Coello, Quindío-Weg. Vulkanischer Tuff füllte einst das Tal aus. Die Terrasse ist ein Rest der Ausfüllung.

2. Anschnitt der vulkanischen Tuff-Terrasse von San Miguel. Im oberen Teil liegt eine Geröllbank. Auf dieser Terrasse steht das Dorf San Miguel.

Taf. XI.

1. Eine am Wege angeschnittene Geröllbank. Die Gerölle bestehen aus Biotit-Granit, der lehmig verwittert ist. Am Wege Manizales—Virginia(— Mariquita).

2. Charakteristische Formen basaltischer Andesitberge im Paramo nördlich vom Vulkan Ruiz. Blick nach Osten vom Wege Manizales-Mariquita. Unterhalb dieser Andesitberge steht Granit mit Gletscherschrammen an, überlagert von vulkanischer Asche und Lapilli.

O. Stutzer: Beiträge zur Geologie und Mineralogie von Kolumbien.

VII.: Zur Geologie der kolumbianischen West-Kordillere zwischen Cali und Buenaventura.

Von

Otto Stutzer.

Mit Taf. XII—XVI.

Über den geologischen Aufbau der kolumbianischen West-Kordillere findet man in der geologischen Literatur so gut wie keine Angaben. Der Zufall wollte es, daß ich im September 1925 nach Cali kam. Ich benutzte diese Gelegenheit zu einem Studium der Bahnstrecke, welche über die West-Kordillere von Cali nach Buenaventura führt.

Es setzte mich in Erstaunen, daß die Wasserscheide der Kordillere am Abfall zum Cauca-Tal liegt. Alle größeren Ströme der Kordillere fließen nach Westen. Der Paß, den die Bahn benutzt, liegt nur 600 m über der Cauca-Ebene, die selbst 1000 m hoch liegt. Die Berge seitlich der Bahn steigen wohl noch 400 m höher an, d. h. bis etwa 2000 m über Seehöhe. Auf der anderen Seite führt die Bahn abwärts nach Dagua, dann im Tale des Flusses Dagua bis zur pazifischen Küstenebene und schließlich nach Buenaventura. Die letzten 39 km Bahnstrecke (etwa 28 km Luftlinie) sind eben. Das Westende der Kordillere ist in geologischem und morphologischem Sinne scharf. Es ist ein abgeflachter Steilabfall, bestehend aus dem älteren Gestein der Kordillere, vor dem wenig verfestigte junge Schichten liegen. Die Kordillere ist auch auf ihrer anderen, d. h. östlichen Seite von einem Abfall begrenzt. Sie stürzt

hier zum Cauca-Tal ab. Die Breite der Kordillere beträgt etwa 45 km.

Am Aufbau der West-Kordillere beteiligen sich Eruptivgesteine und Schiefer, denen junge Schichten vorgelagert sind.

Junge Schichten am Ostabfall. Die dem Ostabfall vorgelagerten Tertiärschichten sind in einem besonderen Aufsatze besprochen. (Beiträge zur Geologie des Cauca-Patia-Graben.) Es sind Sandsteine der tertiären Kohlenformation und oligocäne Kalksteine.

Jüngere Schichten am Westabfall. Das Westende der Kordillere liegt zwischen Kilometer 38 und 39 der Bahnlinie. Hier tritt der Fluß Dagua aus seinem engen Tale in die flache Küstenebene. Kristalline Gesteine und Tonschiefer enden junge Schiefertone und plastischer Ton beginnen.

Am Austritt der Flüsse aus dem Gebirge bergen die Aluvionen Gold und Platin, was wenig bekannt ist. Der Punkt San José bei Kilometer 37 und die hier mündende Quebrada El Oso sollen gutes Platin haben. Die Schiefertone der Küstenzone liegen meist flach. An einigen Stellen haben sie eine geringe Neigung nach W. Fossilien fehlen scheinbar. Jünger als die Schiefertone sind blaue plastische Tone. Diese Tone halten bis Buenaventura an.

Die Gesteine der Kordillere. Die Gesteine der Kordillere sind vorwiegend basische Eruptivgesteine: Diorit, Diabas, Gabbro, Serpentin. Eine mikroskopische Untersuchung soll später durchgeführt werden. Im frischen Zustande sind alle diese Gesteine äußerst hart und kaum mit dem Hammer zu schlagen. In verwittertem Zustande gehen sie in eine tonige Erde über, welche die Struktur des primären Gesteines vielfach noch zeigt. Kerne frischen Gesteins und harte Adern liegen in der Lehmmasse. Die verwitterten Gesteine ähneln Konglomeraten, wenn viele solcher Kerne vorhanden sind. Sie führen reichlich Kies und Magnetit. Serpentine zeigen hier und da Nickelfärbung, zersetzte Diabase sind auf Klüften schwarz von Mangan. Alle Eruptivgesteine sind jünger als die Schiefer, die am Kontakte verändert sind, und deren Bruchstücke die Eruptiva einschließen.

Die Schieferformation besteht in der Hauptsache aus sehr mächtigen Tonschiefern. Es sind z. T. typische Tonschiefer, z. T. phyllitische Schiefer. Charakteristisch sind Einlagerungen schwarzer kieseliger Schichten, sowohl im Bereich der Ton-

schiefer wie der phyllitischen Schiefer. Die phyllitischen Schiefer sind wohl nur eine metamorphe Abänderung der Tonschiefer. Kalkige Einlagerungen traf ich nicht. Sie müssen aber vorkommen, denn unter den Geröllen des Daguaflusses fand ich ein Gestein mit Kalk-Tonerdesilikaten. Außerdem berichteten mir Neger, daß weißer Kalkstein in einer abseits gelegenen Quebrada anstehe. Trotzdem muß Kalkstein selten sein, denn an vielen Stellen sucht man ihn, und leider vergebens. Über das Alter der Schichten kann man nichts sagen, da Fossilien bisher nicht gefunden sind. Vielleicht gibt eine Dünnschliff-Untersuchung der Kieselschiefer einmal Anhaltspunkte.

Im einzelnen beobachtete man folgendes:

Cali—Yumbo. Von Cali läuft die Bahn zunächst 14 km in der Cauca-Ebene nach N. Sie fährt am Fuße der West-Kordillere entlang. Man sieht, wie in einer schmalen Zone die tertiäre Kohlenformation in ein bis drei Staffeln der Kordillere angelagert ist, deren Schichten steil ins Cauca-Tal einfallen. Die Erstreckung der Kordillere und das Streichen der Schichten ist andin, d. h. N—S mit einer geringen Ablenkung nach O.

Yumbo—La Cumbre. Bei Yumbo (985 m) beginnt der Anstieg auf die West-Kordillere. Wie bei Besprechung des Cauca-Patia-Graben an anderer Stelle auseinandergesetzt, liegt bei Yumbo das Nordende der Kohlenformation von Cali und nahe nördlich das Südende der oligocänen Kalksteinformation von Vijes. Hinter Yumbo steigt die Bahn in Windungen empor. Man hat von der Bahn einen weitreichenden Blick auf die immer tiefer unter einem liegende Cauca-Ebene mit dem sich schlängelnden Caucafluß. In der Ferne erheben sich die steilen Berge der Mittel-Kordillere.

Die Bahnstrecke hat in ihrem Anstieg ununterbrochen Gesteinsaufschlüsse. Es steht ein kugelig verwitternder Diabas an, vielfach tiefgründig zersetzt. An einigen Stellen erscheint Lehm (verlehmter vulkanischer Tuff von der Mittel-Kordillere?) mit großen Gesteinsblöcken. Bei Kilometer 145 liegt das Streckenhaus La Cantera. Hier erhebt sich ein charakteristischer Tafelberg mit flachgelagerten harten Sandsteinschichten, die auf Diabas ruhen. Dieser Sandstein gehört zur tertiären Kohlenformation des Cauca-Tales. Er beginnt mit einer rosarot gefärbten Lage tonigen Sandsteins, deren Tongehalt wohl vom Diabas stammt. Dann kommt eine 2—3 m mächtige Breccie, deren Einschlüsse schwarzer Kiesel-

schiefer sind. Die Einschlüsse sind eigroß, meist eckig, aber auch gerundet.

In La Cantera (1382 m) verließ ich den Zug zum Besuch des Tafelberges und beging das Bahngeleise. Es war am Bahngeleise ein primitiver Stollen angelegt, in dem man Kohle suchte. Abgesehen davon, daß der Stollen in von Sandsteinschutt bedecktem Diabas angelegt war, also unter der Kohlenformation, ist hier wohl auch keine Kohle in dem Sandsteinrest der Kohlenformation zu erwarten.

Ich ging die Bahnstrecke aufwärts. Es stand zunächst Diabas an, der zeolithähnliche Mineralien führte. Der Diabas war säulig und plattig abgesondert und führte auf Sprüngen Calcit. Die Säulen und Platten zerfielen bei der Verwitterung in kugelige Gebilde. Die Platten strichen N 10° O und fielen 45° O ein (genau gemessen). Beim Bahnhaus Buenavista (km 143) durchsetzte ein breiter weißer Quarzgang steil den Diabas.

Fährt man von hier aus mit dem Zuge weiter, so sieht man unter sich die schmale Zone der vorgelagerten Kalksteine grau herüberleuchten. Es sind steil gestellte Oligocänkalke mit marinen Fossilien, darunter Korallen und Austern.

Bis La Cumbre (km 129, 1581 m) stehen Eruptivgesteine[1] an, z. T. tiefgründig verwittert. Darüber liegt bei La Cumbre rot gebrannter Ton, und darüber eine dünne Lage helleren Lehms, vielleicht verlehmter vulkanischer Tuff. Von der Station ging ich hinab zum Bache Cordabita. Es lagen hier zahlreiche Blöcke eines feinkörnigen, äußerst harten, blaugrauen Quarz-Diorites, der den Untergrund aufbaut.

La Cumbre—Dagua. Von La Cumbre fährt die Bahn auf der Höhe weiter, dann steigt sie hinab zum Flusse Dagua und zum gleichnamigen Ort. Auffällig ist auf dieser Fahrt die intensiv rote Farbe des Bodens, dessen Rot sich scharf von dem Grün der Vegetation abhebt. Derartige rote Farbentönungen habe ich in Kolumbien sonst nirgends angetroffen. Man sieht sie in Venezuela auf der Fahrt von La Guaira nach Caracas. Sie fallen bei La Cumbre um so mehr auf, als der Ton in der Küstenebene von Buenaventura, die man einige Stunden später durchfährt, hellgrau bis schneeweiß

[1] Hier und im folgenden wird häufig nur die allgemeine Bezeichnung Eruptivgestein gebraucht. Eine mikroskopische Untersuchung soll später erfolgen, in Kolumbien ist sie nicht möglich.

ist. Der Unterschied beruht in einem verschieden hohen Eisengehalt. Hier in dem Ton zersetzter Eruptivgesteine ein Überschuß an Eisen, dort in dem Ton der pazifischen Küstenebene Mangel an Eisen.

Unter dem roten Lehm ist an einigen Stellen das Muttergestein sichtbar. Ein großer Steinbruch an der Bahnstrecke baut es für Bahnschotter ab. Es ist dioritähnlich. In dem sonst überall vertonten Gestein sind frische Kerne und härtere Eruptivgänge noch erhalten. Auch im Oberlauf des Flusses Dagua muß Diorit anstehen, da die Gerölle dieses Flusses aus diesem Gestein bestehen.

Das Tal des Dagua ist beim gleichnamigen Orte verhältnismäßig breit und macht einen alten Eindruck. Es läuft im Streichen der Schieferformation, die in geringer Breite hier ansteht und N—S streicht. Beachtenswert sind die Schotter im Dagua-Tale. Sie erheben sich bis 120 m über der Stadt, welche 816 m hoch liegt (km 82). Schotter scheinen das Tal einst bis zu dieser Höhe angefüllt zu haben. Es dürfte sich vielleicht lohnen, die Basis der Schotter auf Gold und Platin zu prüfen, besonders dort, wo die Enge des Daguatales beginnt, d. h. bei Espinal.

Von Dagua machte ich einen Ausflug nach W. Hinter dem Orte stehen Tonschiefer und Kieselschiefer an. Am Bache Esneda, einem Zufluß des Dagua, trifft man den Kontakt zwischen Kieselschiefer und einem jüngeren grünen Eruptivgestein, das die Berge westlich Dagua aufbaut. Die Gerölle des Baches bestehen aus diesem grünen Eruptivgestein.

D a g u a—E s p i n a l. Von Dagua (km 82) bis Espinal (km 68) beging ich die Strecke. Sie läuft in S—N-Richtung am linken Ufer des Flusses. Als anstehendes Gestein trifft man Tonschiefer, Kieselschiefer und verschiedene Eruptivgesteine, die alle jünger sind als die Schieferformation. Die Eruptivgesteine durchsetzen die Schiefer und enthalten Bruchstücke desselben. An einer Stelle sind die Schiefer in scharfe Zickzackfalten zusammengepreßt. Man ist geneigt, diese Fältelung mit dem Empordringen der Eruptivgesteine in Zusammenhang zu bringen. Eine Fältelung beobachtete ich nur an dieser Stelle. Auffallend sind die viele Meter mächtigen Geröllagen, die auf dem Schiefer liegen.

Im einzelnen sah man auf dieser Strecke folgendes:

Dagua — Anstehender Tonschiefer und Kieselschiefer — km 78 — Geröll — km 77 — Zersetztes Eruptivgestein — km 76 — Tonschiefer — Kieseliger

Schiefer im Kontakt mit Diorit — Schutt — Hartes kieseliges Gestein — Schiefer mit einem Eruptivgang, der Bruchstücke von Schiefer einschließt. — Schiefer im Kontakt mit Eruptivgestein — km 75 — Geröll — km 74 — Zersetztes serpentinähnliches Eruptivgestein — Casa de Salud — Eruptivgestein — Viele Meter mächtige Geröllmassen — km 72 — Schwarze Schiefer — mit kieseligen Bänken — km 70 — Stark gefaltete schwarze Schiefer und Kieselschiefer — km 69 — Im Fluß anstehendes Eruptivgestein — km 68: Espinal.

Espinal—Cisneros (km 68—km 55). Diese Strecke beging ich teilweise. Es stehen hier Schiefer, Kieselschiefer und Eruptivgesteine an. Wie bisher sind auch hier die Eruptivgesteine jünger als die Schiefer. Unterhalb Espinal dringt der Daguafluß in die West-Kordillere ein und durchbricht sie in engen Schluchten. Seine Richtung ist jetzt O—W, dem Pazific zuströmend.

Im einzelnen ist folgendes zu bemerken:

Hinter Espinal ist das Tal zunächst noch breit, Schutt bedeckt den Abhang. Zwischen km 66 und 63 steht ein Eruptivgestein an, dann kommt Schiefer, der bis km 61 reicht. Von km 59—55 beging ich die Strecke. Man sah: km 59 — Ein äußerst hartes grünliches Eruptivgestein — Brücke — Auf der anderen Seite dasselbe Eruptivgestein, das Kiese enthält. In der Nähe wird auf Gold geschürft. — km 58 — Steilgestellte Schiefer, anscheinend vom Eruptivgestein gefrittet. — Gestörte Schiefer — km 57 — Tonschiefer mit Streichen N 30° O, Fallen 55° W — Schiefer — Durch Eruptivkontakt felsitisch gewordener Schiefer mit schwarzen kieseligen Lagen — Grünes Eruptivgestein — Schiefer, N 355° W streichend, Einfallen steil nach Ost — Tunnel im Schiefer — Schiefer mit Kiesgang — Schiefer und Kieselschiefer, die einen 8 m breiten Eruptivstock umgeben — Kleiner Eruptivkörper mit Schiefer-Bruchstücken — Steilgestellte harte schwarze Schiefer, N 350° W streichend und steil O einfallend — Eruptivgestein — Vertikalstehender Tonschiefer mit einer 10 m mächtigen Lage schwarzer kieseliger Schichten, N 353° W streichend — Bruecke-Tonschiefer, zum Teil sericitisch N 353° W streichend, teils flach gelagert, teils steil fallend — Station Cisneros (km 55, 300 m). Abwärts der Station sind weitere Aufschlüsse. Ein felsitisches Eruptivgestein ist hier in sericitische Schiefer eingedrungen. Das felsitische Gestein enthält Kies und Magnetit.

Cisneros—Buenaventura. Diese Bahnstrecke läuft bis km 39 noch im Gebiet der aus Eruptivgestein und Tonschiefer aufgebauten West-Kordillere und tritt dann in das Tongebiet der Küstenebene. Am Übergang beider Landschaftsformen ist das Gelände hügelig. Üppiger tropischer Regenwald bildet die Vegetation.

Im einzelnen sei folgendes mitgeteilt:

km 51 — Schiefer — km 49 bis km 41: Eruptivgestein — km 41: Bergrutsch — Feinkörniges grünes Eruptivgestein — km 40 — km 39 — Eruptivgestein und Tonschiefer — Kordilleren-Ende — km 38 — Schieferton und Geröll — km 37 — Brücke — km 36 — Tunnel — km 35 — Brücke — km 34

— Schieferton und Geröll in steiler Wand — Blauer Ton — km 32 — Hügeliges Gelände — km 31 — Von jetzt an Ebene — km 29 — Gerölle, übergehend in Konglomerate, scheinbar in Ton eingebettet — km 28 — Schieferton — km 27 — Schieferton — km 26 — Station San Crispiano. Der Schieferton hat schwaches Westfallen. Auf Schieferton-Schutt liegt blauer Ton und darüber Flußgeröll. An anderer Stelle liegt blauer Ton auf Geröll. — km 20 — Station Cordoba, Negerdorf auf Pfählen, Höhe des Dorfes 36 m — km 19: Wasserstelle, flachliegender Schieferton — Buenaventura.

Zusammenfassung der Beobachtungen.

1. Auf der Strecke Cali—Buenaventura wird die West-Kordillere aufgebaut von basischen Eruptivgesteinen und von einer Schieferformation.
2. Die basischen Eruptivgesteine wiegen vor. Sie sind jünger als die Schiefer.
3. Die Schiefer enthalten keine Fossilien. Kieselschiefer sind ihnen eingelagert.
4. Schichten der Kreidezeit wurden nicht angetroffen.
5. Am Absturz zum Cauca-Tal liegen Diabase, welche als die ältesten Gesteine des eigentlichen Cauca-Graben betrachtet werden müssen.
6. Die oligocänen Kalksteine und Sandsteine des Cauca-Graben finden sich nur am Abfall der Kordillere zum Cauca-Tal. Spätere Untersuchungen müssen feststellen, wo der oligocäne Meeresarm, der die Kalksteine von Vijes absetzte, seine Verbindung mit dem damaligen Weltmeere hatte.
7. Die jungen Schichten der pazifischen Küste sind an der Bahnstrecke nur wenig gehoben, sie sind wohl postdiluvial.
8. Das bei Dagua N—S laufende Tal scheint ein altes Tal zu sein, der Durchbruch bei Espinal ist jünger. Untersuchungen im N von Espinal müssen später feststellen, ob tektonische Vorgänge, etwa die Hebung einer O—W gerichteten Zone die Aufstauung der Schotter im Daguatale und den Durchbruch bei Espinal veranlaßt haben.

9. Die Wasserscheide der West-Kordillere liegt am Abfall zum Cauca-Tal. Die Wasserscheide der Mittel-Kordillere lag am Quindiowege auch am Abfall zum Cauca-Tale. Beide Kordilleren waren ursprünglich ein Komplex, in welchem der Cauca-Graben eingesunken ist.

Bogotá, Januar 1926.

Tafelerklärungen.

Taf. XII.

Fig. 1. Säulig abgesonderter Diabas am Bahngeleise zwischen Yumbo und La Cumbre. Stutzer phot.

„ 2. Kugelige Verwitterung des Diabases am Bahngeleise zwischen Yumbo und La Cumbre. Stutzer phot.

Taf. XIII.

Fig. 3. Konglomeratähnliche Verwitterung des Diabases. Frische Kerne in tonig zersetztem Gestein. Am Bahngeleise zwischen Yumbo und La Cumbre. Stutzer phot.

„ 4. Gefalteter Schiefer bei km 69. Stutzer phot.

Taf. XIV.

Fig. 5. Die spiegelglatte Cauca-Ebene bei Yumbo. Im Hintergrund der Caucafluß und Puerto Isaacs. Blick nach Süden. Vorne ein Ausläufer der West-Kordillere. Gesehen von der Höhe, welche die Bahn emporklimmt. Zawadzky phot.

„ 6. Blick ins Daguatal nach Norden beim gleichnamigen Dorf. Am Fuße der linken Berge ist Tonschiefer, die Berge selbst sind hartes Eruptivgestein. Zawadzky phot.

Taf. XV.

Fig. 7. Durchbruch des Daguaflusses durch die Kordillere (km 62). Über dem Tunnel alter Talboden des Flusses. Heute hat sich der Fluß rechts klammartig eingeschnitten. Zawadzky phot.

„ 8. Dasselbe wie Fig. 7, aber deutlicher die neue Klamm zeigend. Zawadzky phot.

Taf. XVI.

Situationsplan der Bahnstrecke Cali—Buenaventura. (Kilometer, die näher aneinanderliegen, deuten auf Windungen und Kurven der Bahn hin, die in der Karte nicht alle zum Ausdruck kommen.)

Fig. 1.

Fig. 2.

O. Stutzer: Zur Geologie der kolumbianischen West-Kordillere zwischen Cali und Buenaventura.

Fig. 3.

Fig. 4.

O. Stutzer: Zur Geologie der kolumbianischen West-Kordillere zwischen Cali und Buenaventura.

Fig. 5.

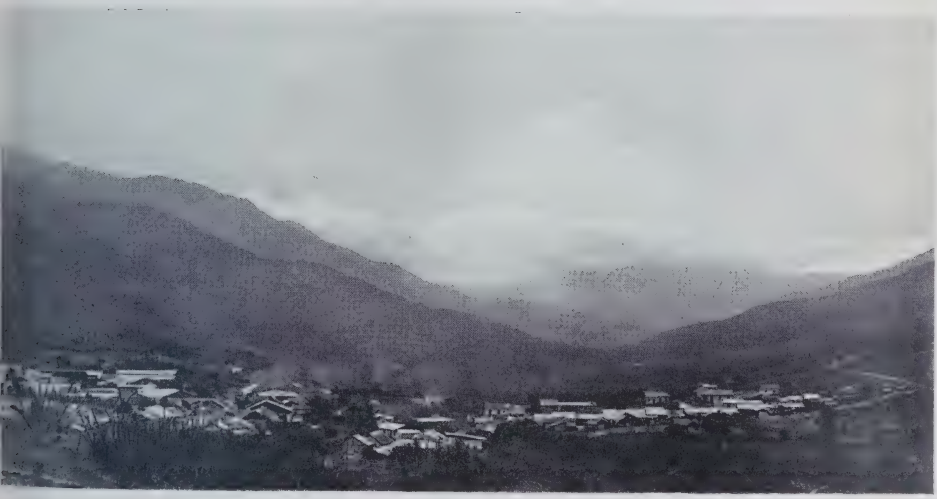
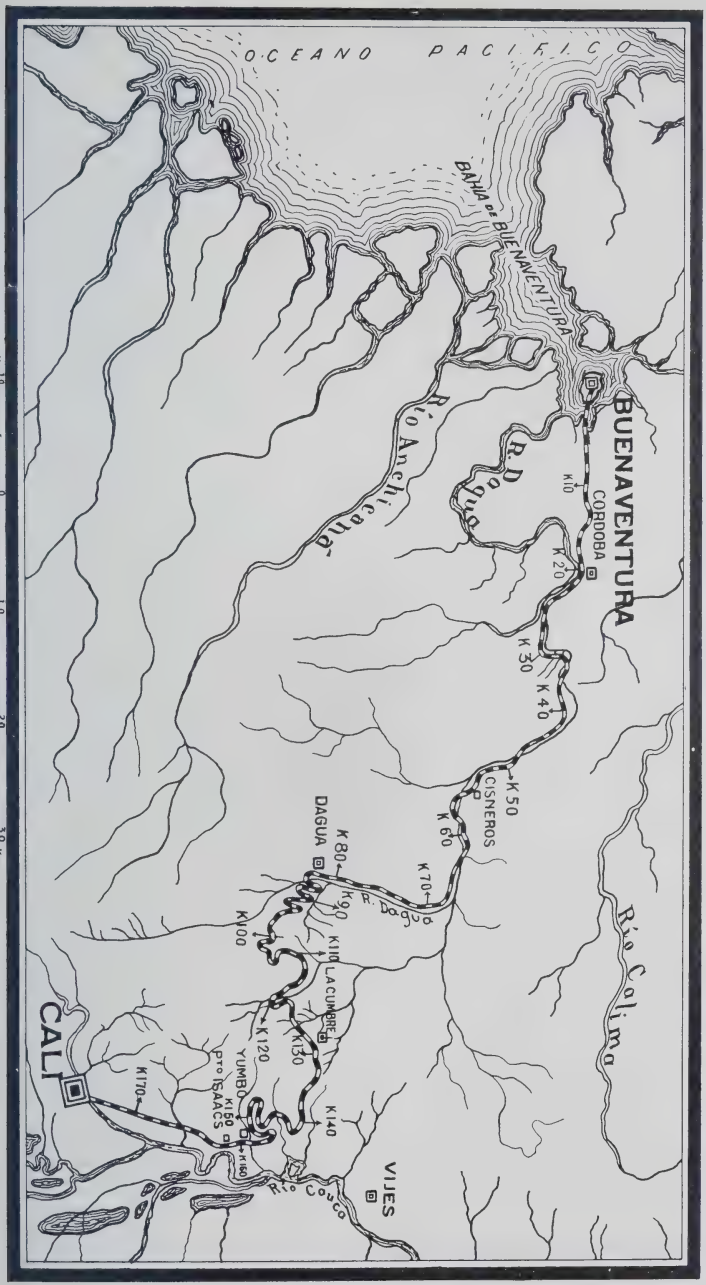


Fig. 6.

Fig. 7.

Fig. 8.



O. Stutzer: Zur Geologie der kolumbianischen West-Kordillere zwischen Cali und Buenaventura.

Stratigraphische Untersuchungen im Weißen Jura Schwabens.

Ein Beitrag zur Kenntnis der epirogenen Bodenbewegungen und der paläogeographischen Entwicklung des Weißen Jura.

Von

K. Beurlen in Königsberg.

(Schluß.)

---

3. Art und Ursachen des Sedimentationsrhythmus im unteren und mittleren Weißen Jura.

Schon 1914 hat Pompeckj (**59**) auf die Tatsache der diskontinuierlichen Sedimentation im Jura hingewiesen und von „der scharfen Zonen-Faunengliederung" gesprochen. Wepfer hat 1916 (**89**) und 1922 (**90**) von anderen Gesichtspunkten aus auf stark betonte Diskontinuität der Sedimentation geschlossen; zwischen langen Zeiträumen der Sedimentationsunterbrechung, der Sedimentaufarbeitung sollten gleichsam katastrophal Perioden einer raschen Sedimentation einsetzen, die eine Vernichtung des Lebens bedeuten. Die Tatsachen, auf die Wepfer in dieser Richtung aufmerksam machte, abgerollte, bewachsene Steinkerne usw., sind sehr wichtige Zeugen derartiger Vorgänge, aber als solche allein noch nicht genügend zum wirklichen Verständnis. Von ganz anderen Gesichtspunkten ging Klüpfel an die Frage heran, indem er nicht die scharfen Faunen-Zonengrenzen als solche betrachtete (**38**, **40**), sondern den zyklischen Aufbau der Sedimente, im Lothringer Lias. Der zyklische Wechsel von Ton-Mergel-Kalk, der oben stets mit einer Emersionsfläche abschloß, führte Klüpfel zu der Annahme von Bodenschwankungen, die periodisch zur Eintiefung

und wieder zur Verflachung, unter Umständen sogar zur Verdrängung des Meeres führten. H. Frebold (**28**, **29**, **30**, **31**) hat bei der Bearbeitung der Liasammoniten von Lothringen diesen Gedanken aufgegriffen, und weitere Gründe zur Annahme von epirogenen Bodenschwankungen beigefügt. Als allgemeines Schema derartiger Bodenschwankungen erkannte H. Frebold einen Rhythmus von einerseits einem ruckartigen Absinken, und dann einem langsamen Emporsteigen. Fast gleichzeitig damit hat auch E. Kraus in der Molasse des Bayrischen Allgäu (**41**) eine zyklische Sedimentation aufgefunden, die er unabhängig davon ebenfalls auf tektonische Bodenschwankungen zurückgeführt hat, allerdings mit dem sehr wesentlichen Unterschied gegenüber Klüpfel und H. Frebold, daß er nur ein einfaches ruckweises Absinken annahm, also nicht einen rhythmischen Wechsel gegensinniger Bewegungen, sondern eine Auflösung der gleichsinnigen epirogenen Tendenz in einzelne Bewegungsrucks. Dieselbe Art der epirogenen Bewegung hat E. Kraus in der spätglazialen Tektonik Ostpreußens wieder aufgefunden (**42**).

Wenn wir das Bild einer rhythmischen Sedimentation im vorhergehenden Abschnitt ganz entsprechend den Untersuchungen Klüpfel's und H. Frebold's nun auch im Weißen Jura festgestellt haben, so verleitet eine solche Übereinstimmung dazu, auch den Ursachen eines derartigen Phänomens etwas nachzugehen, bzw. an einem weiteren Beispiel die allgemeinere Gültigkeit anderer, schon geäußerter Ansichten nachzuweisen. Ehe jedoch auf die Ursachen eines solchen Phänomens eingegangen werden kann, erscheint es mir notwendig, die verschiedenen äußeren Bedingungen zu diskutieren, unter denen Sedimente und Sedimentationserscheinungen, wie sie hier vorliegen, entstehen können.

In den Ablagerungen des Jura handelt es sich in erster Linie um sandige, tonige und kalkige Sedimente. Für den unteren und mittleren Weißen Jura scheiden die sandigen mehr oder weniger aus. Wie im unteren und mittleren Weißen Jura sind es auch im Lias in erster Linie Tone und Kalke, die den rhythmischen Wechsel der Sedimente aufbauen. Für die folgende Betrachtung kann es sich daher zunächst nur um diese Sedimente handeln.

Der rhythmische Wechsel der kalkigen und der tonigen Sedimente ist schon auf verschiedene Ursachen zurückgeführt worden. Er wurde einerseits betrachtet als eine Funktion der jeweiligen

Wassertiefe, und damit als Folgeerscheinung epirogener Auf- bzw. Abwärtsbewegungen; und andererseits als Funktion des Klimas.

Den rhythmischen Wechsel als unmittelbare Funktion der Wassertiefe will in erster Linie H. Frebold erkennen (**29**) und drückt dies ganz unmißverständlich aus, wenn er schreibt: „Die von mir im Lias β Schwabens, Lothringens und Nordwestdeutschlands angestellten Untersuchungen ergaben, daß die Zyklenbildung abhängig ist von einer sich rhythmisch ändernden Wassertiefe, wie das vor mir bereits die Untersuchungen Klüpfel's ergeben hatten. Der Ton bildet sich dabei in verhältnismäßig tiefem Wasser, der Mergel bereits in flacherem und der Kalk in ganz seichtem Wasser" (**30**).

Es handelt sich in den Epikontinentalmeeren des Jura, um die höheren Tiefenschätzungen zu übernehmen, um Meerestiefen von 200 m und weniger, Tiefen, die gewöhnlich nicht überschritten wurden. Ich glaube kaum, daß bei derartig geringen Verschiedenheiten der Meerestiefen, die somit in Frage kommen, sich die Sedimente irgendwie nennenswert verändern je nach der Tiefe. Klüpfel (**40**, p. 149) machte zwar, und mit einem gewissen Recht, den Einwand, daß rezente Beispiele der jurassischen Epikontinentalmeere nicht bekannt seien, da sämtliche Schelfmeere der Gegenwart nicht in tropischen Breiten liegen. Ich glaube, dieser Einwand wirkt weniger stark, als es auf den ersten Blick erscheint. Wenn in einem mehr tropischen Schelfmeer infolge stärkerer Durchwärmung des Wassers auch chemische Ablagerung und Ausscheidung von Kalk vermehrt wird, so bestehen doch im übrigen insofern ähnliche Verhältnisse, als eben klastische Sedimente die Folge von Zutransport vom Lande her sind, und daher wohl indirekt durch das Klima, aber nicht durch die Wassertiefe beeinflußt sein können. Sandige, d. h. gröber klastische Sedimente werden stets als marine Ablagerungen — und solche kommen ja nur in Frage — sich in einem gewissen Abstand von der Küste entfernt aufhäufen, nie aber zu weit ins Innere des Beckens gelangen — abgesehen von besonderen Ausnahmefällen. Feinklastische Materialien werden großenteils kolloidal gelöst, nur ganz langsam niedersinken auf den Meeresboden und daher sehr gleichmäßig in den gesamten Sedimenten des Meeresbeckens verbreitet sein. Kalke können sich als Schalentrümmer usw. also zoogen bilden, oder als chemische Ausscheidung aus dem Meereswasser. In beiden Fällen besteht eine Abhängig-

keit von der Meerestiefe nur in ziemlich weiten Grenzen. Erst in großen Tiefen, die für den vorliegenden Fall der Epikontinentalmeere nicht in Frage kommen, ist der Druck so groß, daß sich kein Kalk mehr ausscheiden kann.

Weder bei Tonen noch bei Kalken ist zunächst irgend welche Abhängigkeit von der Wassertiefe vorhanden, ein Unterschied besteht höchstens insofern als chemische Sedimente in küstenfernen Gebieten mehr vorherrschen, klastische in küstennäheren, doch auch dies wird bis zu einem gewissen Grade bei dem Tone verwischt.

Auf Grund der rhythmischen Abfolge von Ton und Kalk tektonische Bodenschwankungen anzunehmen, ist zunächst nicht zulässig, zum mindesten nicht in der Weise, daß die verschiedenen Sedimente für bestimmte Wassertiefen charakteristisch sind. Jede einzelne Kalkbank ist ja für Frebold im mittleren Lias Lothringens das Zeichen einer Verflachung, einer Emporhebung, wie jede dazwischen eingeschaltete Tonschicht das Zeichen einer Absenkung (**30**).

Den rhythmischen Wechsel von Ton und Kalk in einfacher Abhängigkeit von der Wassertiefe zu verstehen, ist nicht wohl möglich. Selbst Klüpfel, der für H. Frebold Hauptgewährsmann ist, hat die epirogenen Bodenschwankungen zwar als sehr wesentlich angesehen zur Entstehung der zyklischen Sedimentation, kommt aber doch zu dem Ergebnis (**40**, p. 150), daß „sich ein zweiter Faktor dazugesellen" muß. „Und diesen möchte ich in rhythmisch-kleinperiodischen Klimaschwankungen suchen. Besonders die jeweilig unterbrochene Ausfällung von Kalk, wie sie sich in dem regelmäßigen Wechsel von Kalkbänken und tonigen Zwischenlagen kundgibt, dürfte von der Temperatur, der Konzentration der Lösung, vom Salzgehalt, den biologischen Verhältnissen und anderen klimatischen Wirkungen abhängig sein." Und besonders klar drückt es neuerdings Brinkmann, von tektonisch-paläogeographischen Gesichtspunkten ausgehend, aus, wenn er sagt (**13**), „daß die Senkung die Vorbedingung für die Sedimentation ist, daß aber die Anhäufung von Sediment der Intensität der Bodenbewegungen keineswegs immer proportional ist und daher nur unter besonderen Umständen als Maß für den Betrag der Undationen gelten kann. Vielmehr vermögen zusätzlich atektonische Bedingungen, wie Klima, die Lage zum Meeresspiegel und die Abriegelung des Beckens vom Meere den Ablauf des Grundvorgangs ganz wesentlich abzuwandeln".

Überall finden wir die eigentlich selbstverständliche Tatsache ausgedrückt, daß es nicht der zufällige herausgegriffene Umstand der Wassertiefe ist, sondern die ganze Vielheit, Wassertiefe, Klima, Topographie, Biologie usf., die die Fazies bedingt, und nicht nur die Fazies im weiteren Sinne, sondern auch schon einfach das Gestein.

Was heißt das nun im einzelnen? Lassen sich irgendwelche feste Beziehungen feststellen zwischen Gestein und den äußeren Verhältnissen, die dasselbe bedingen? Bei den Gesteinen handelt es sich in erster Linie

1. um mehr klastische Gesteine,
2. um mehr chemische Gesteine.

ad 1. Klastische Sedimente sind bedingt durch reicheren Zutransport terrigenen Materials, das heißt:

a) in tektonischer Beziehung. Das Sediment liefernde Festland ist seiner topographischen Natur nach so beschaffen, daß die Erosionskraft der Flüsse groß ist. Das Gefälle ist stark, gegenüber dem Meeresspiegel ist das betreffende Land emporgehoben;

b) in klimatischer Hinsicht. Infolge eines humiden Klimas ist die Wasserführung der Flüsse eine stärkere und daher die Erosionskraft größer. Andererseits bewirkt das humide Klima die Bildung eines dichten Pflanzenkleides, wodurch die Möglichkeiten der Erosion etwas verringert werden. Ein humides Klima wird sich in der Art der Verwitterung äußern und das terrigene Material, das ins Meer gebracht wird, wird vom Klima abhängig sein. Mehr arides Klima verursacht eine weniger chemische und mehr mechanische Verwitterung, das Pflanzenkleid ist schwach. Die Wasserführung der Flüsse geringer. Trotzdem wird auch hier unter den entsprechenden topographischen Voraussetzungen ein verhältnismäßig starker Zutransport terrigenen Materials stattfinden können.

ad 2. Chemische Sedimente, im vorliegenden Fall Kalke, sind bedingt durch geringeren Zutransport terrigenen Materials. Das heißt:

a) in tektonischer Beziehung. Das Sediment liefernde Festland bietet seiner topographischen Natur nach keine Möglichkeiten zu starker Erosion, mit andern Worten: Die Flußläufe sind ausgeglichen, das Gefälle ist gering. Das sedimentliefernde Festland ist entweder eingeebnet worden von früheren tektonischen Hebungen, oder es ist abgesunken im Vergleich zum Meeresspiegel;

b) in klimatischer Hinsicht. Das Klima kann humid sein, wenn die Flußläufe einen sehr langen Unterlauf haben, in dem sie das klastische, auch das feinere Tonmaterial absetzten. Doch wird ein humides Klima immer klastische Elemente bedingen. Bei aridem Klima wird unter den gegebenen topographischen Verhältnissen überhaupt kein klastisches Material ins Meer transportiert werden. Da die mechanische Verwitterung keine ganz feinen Bodenteile normalerweise schafft, genügt die Transportkraft der wasserarmen Flüsse nicht zum Transport.

Diese Überlegung ergibt, daß das Vorhandensein bzw. die Bildung klastischer und chemischer Sedimente bei den flachen Epikontinentalmeeren, in denen sedimentiert wird, nicht so sehr das Ergebnis der Wassertiefe sind, sondern vor allem das Ergebnis der topographischen und klimatischen Verhältnisse der umgebenden Festländer. Daneben sind aber noch andere Vorbedingungen notwendig, nämlich im Meeresbecken selber.

Pratje (**62**) hat gezeigt, daß in der Nordsee weite Gebiete schon seit lange überhaupt keinerlei Sediment abgelagert haben, daß im Gegenteil eher Ausräumung bestanden hat. Etwas Derartiges ist gerade bei Epikontinentalmeeren wesentlich, da die großen Meeresströmungen in den flachen Schelfen bis auf den Grund reichen können. Die mesozoischen Epikontinentalmeere Mitteleuropas sind mit der Nordsee keineswegs zu vergleichen. Es handelt sich bei denselben nicht um randliche Schelfe, sondern um weite, flache Epikontinentalbedeckung, die jedoch nicht einheitlich das ganze weite Gebiet betraf, auch nicht etwa in einer Weise zu denken ist, wie nach den meisten paläogeographischen Darstellungen anzunehmen ist, daß eben größere Inseln (wie das Ardennenfestland usf.) dazwischen vorhanden seien, sondern derart, daß einzelne kleinere Becken vorhanden waren, wie z. B. das süddeutsche, das nordwestdeutsche, das nordfranzösische usf., die durch Barren gegeneinander abgetrennt waren. Die Barren waren wohl großenteils submarin, waren aber sicher vorhanden (vgl. später). Dazwischen waren die einzelnen Becken mehr eingetieft. Das hat zur natürlichen Folge, daß auch in dem weiten einheitlich erscheinenden Epikontinentalmeere keine größeren Strömungen vorhanden sein konnten, die auch bis auf den Grund wirksam waren. Klastisches Material mußte daher, wenn es in diese Becken transportiert war, auf dem tiefer liegenden Grund der Einzelbecken abgelagert werden.

Es kommt noch ein weiteres hinzu. Die Ablagerungen des Jura sind durchschnittlich mehrere 100 m mächtig. Am Kahlberg bei Echte hat sogar der Lias allein eine Mächtigkeit von 750 m (nach Pompeckj **59**). Diese Ablagerungen sind größtenteils Flachseeablagerungen, die nur verständlich sind unter der Annahme eines sinkenden Meeresbodens. Pompeckj (**59**) war es, der schon frühzeitig darauf hingewiesen hat. Stille bezeichnet neuerdings sogar die Jurabecken Mitteleuropas als Geosynklinalen, wodurch das gleiche ausgedrückt ist. Nur das Einsinken des Meeresbodens macht die immer fortschreitende Sedimentation verständlich.

Als die Sedimentation bedingende Faktoren haben wir somit vor allem tektonische Bewegungen, die sich im Meeresbecken als absenkende, in den umgebenden Festländern als emporhebende Tendenz äußern; als die Art der Sedimente bedingend haben wir erkannt

1. tektonische Bewegungen, wie sie eben schon geschildert wurden;
2. klimatische Änderungen, die als mehr oder weniger ausschlaggebend bezeichnet werden müssen.

Der Rhythmus der Sedimentation als solcher muß daher in erster Linie klimatisch bedingt sein, wie das ja Pompeckj schon zeigen konnte (**59**) und wie das neuerdings auch Winkler wieder nachwies (**93**).

Und doch: Ist es allein ein Rhythmus des Klimas, der sich in den größeren Rhythmen der Sedimente abbildet? Auch das Klima ist ja letzten Endes abhängig nicht allein von der geographischen Breite, sondern vor allem auch von der topographischen Gestaltung, von der Verteilung von Land und Meer usf., wie Kerner v. Marilaun in verschiedenen Arbeiten sehr schön zeigen konnte[1] und ist damit wieder abhängig von epirogenen Bodenbewegungen, wie ich am Beispiel des Diluviums zeigen konnte (**8**). Tektonische und klimatische Faktoren sind bis zu einem gewissen Grade kausal verknüpft und können gleichsinnig mehr zu klastischer oder zu mehr chemischer Sedimentation hinwirken. Die innere kausale Ver-

[1] Vgl. besonders Fr. v. Kerner, Klimatogenetische Betrachtungen zu W. D. Matthew's „Hypothetical outlines of continents in tertiary times". Verhandl. d. K. u. K. geol. Reichsanst. Wien 1910. p. 259. Fr. v. Kerner, Das paläoklimatische Problem. Zeitschr. d. geol. Gesellsch. z. Wien. **4**. 1911 und andere Arbeiten von demselben.

knüpfung der verschiedenen bedingenden Faktoren macht die Rhythmik der Sedimentation erst richtig verständlich.

Absinkende Bewegung in den Becken und emporhebende in den umliegenden Ländern, das ist das beherrschende Gesamtbild. Frebold und Klüpfel haben bei nur einseitiger Betrachtung des Sedimentationsraumes des absinkenden Gebietes diese absinkende Bewegung in einen rhythmischen Wechsel von Senkung und Hebung aufgelöst, der in der Rhythmik der Sedimente abgebildet ist. Auf die Unstetigkeit des Sedimentationsvorgangs hatte schon früher Pompeckj (**59**) hingewiesen: „Dabei im Lias und Dogger" — ich möchte hinzufügen auch im Malm — „Süddeutschlands in den Gesteinsfolgen auffallende Unstetigkeit der Sedimentbildungen, in Norddeutschland z. B. in der hessischen Senke die Unstetigkeit im Lias auch zu erkennen. Damit die Gesamtheit der während der Aufhäufung der Lias-Doggergesteine" — und ebenso der Malmgesteine — „herrschenden physikalischen Verhältnisse unstetig. Die zu verschiedenen Zeiten an einem Ort aufgehäuften verschiedenartigen Gesteine sprechen von unstetigem Zutransport terrigenen Materials, von unstetigen Änderungen in der Wasserführung und in den Gefällsverhältnissen der Flüsse, von unstetigen Abtragungsvorgängen auf den gesteinsliefernden Ländern." Und auch Pompeckj dachte neben den klimatischen Änderungen an die sehr stark mitwirkende Tätigkeit tektonischer Bewegungen: „Der für die Gleichgewichtszustände in der Erdrinde notwendige Ausgleich zwischen sedimentbelasteten sinkenden Meeresräumen und den durch Abtragung entlasteten aufsteigenden umgebenden Ländern war ein unstetiger." D. h. die absinkende Bewegung in den Meeresbecken, ebenso die emporsteigende der umliegenden Länder war keine gleichmäßige, sondern eine ruckweise, die ganze Art der Bewegungen viel einfacher, gleichsinnig verlaufend, aber in Rucks aufgelöst. Die in Rucks aufgelöste, aber gleichsinnige Bewegung, entspricht auch den Ergebnissen von Kraus in der Allgäumolasse (**44**)[1].

[1] Auch H. Stille weist (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1919. p. 192) darauf hin, daß die „Kontinuität ... vielfach im Sinne von Einzelrucks mit Zwischenpausen zu verstehen" sei, daß „die Stärke der Epirogenese, mag sie in Einzelrucks erfolgt sein oder nicht, recht verschieden" gewesen sei. Und auch neuerdings hat C. Schmidt (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **44**. 1924. p. 356) darauf hingewiesen, daß während der Bildung der westfälischen Magerkohlen-

Welche Auffassung ist die richtige? Gleichsinnige aber unstetige Bewegung oder ungleichsinnige aber rhythmisch wechselnde? Nach den oben gemachten Vorbemerkungen über die Bildungsmöglichkeiten der betreffenden Sedimente soll eine Diskussion der vorliegenden Zyklen diese Frage zu klären suchen.

A. Der Zyklus Impressamergel—Wohlgeschichtete Kalke.

Da dieser Zyklus besonders einheitlich und klar gebaut ist, so soll dieser zuerst besprochen werden.

Die *Impressa*-Mergel haben eine durchschnittliche Mächtigkeit von 90—100 m, die Effinger Schichten, die denselben entsprechen, sind sogar noch mächtiger (120 m). Die wohlgeschichteten Kalke sind 30—40 m mächtig, im SW des Schwäbischen Jura ist die Mächtigkeit sogar bis zu 60 m. Die Mächtigkeiten der Gaisberg- und Wangener Schichten — ein genauer Vergleich ist ja leider nicht möglich — sind noch größere. Die Obergrenze ist durch eine Sedimentationsunterbrechung gebildet, die durch die verschiedentlich erwähnte und besprochene Ammonitenbreccie charakterisiert ist. Der gesamte Rhythmus, der durch die *Impressa*-Mergel und die wohlgeschichteten Kalke dargestellt wird, hat somit eine Mächtigkeit von 130—150 m.

Die *Impressa*-Mergel sind gegenüber den vorausgehenden *Transversarius*-Kalken und noch ausgeprägter gegenüber den Birmensdorfer Schichten charakterisiert durch reichere Tonbeimischung. Kalk wird wohl abgelagert, tritt aber unter der reicheren Tonzufuhr mehr zurück. Bemerkenswert für die *Impressa*-Mergel sind die Pyrite. Diese Sedimente zeigen, daß im Gegensatz zu den *Transversarius*-Schichten die Zufuhr an terrigenem Material eine wesentlich reichere ist. Der Ton der Kalkmergel der *Transversarius*-Schichten und der Ton der *Impressa*-Tonmergel ist seinem Habitus nach der gleiche, d. h. wesentliche Änderungen des Klimas, die die Verwitterung verändert hätten, sind nicht eingetreten. Es kann sich daher nur um folgendes handeln:

Das Klima ist humider geworden.

---

flöze (im älteren produktiven Carbon) „eine Senkungszeit mit unregelmäßigem Rhythmus der Senkungsgeschwindigkeit und mit zeitweisen kurzen Stillstandslagen“ vorliege, was Stille (Kohlenbildung als tektonisches Problem, Braunkohle, 1926) allgemeiner auf das produktive Carbon überhaupt ausgedehnt hat.

Schürmann (82) hat an dem praktischen Beispiel des Neckar gezeigt, von welchem Einfluß auf die Zusammensetzung der Flußtrübe größere oder geringere Wasserführung der Flüsse ist. Die einfache Annahme eines humideren Klimas kann jedoch noch nicht genügen. Denn mit den *Impressa*-Mergeln treten plötzlich Cardioceraten (*Card. alternans* und eine Menge von Varietäten) sehr reichlich auf, die zuvor fast ganz gefehlt haben und nur in ganz wenigen und vereinzelten Vertretern vorkamen. Sodann setzt plötzlich eine reiche Gastropodenfauna ein, die in den vorhergehenden Schichten vollkommen fehlte. *Card. alternans* scheint sogar verspätet erst aufzutreten, d. h. daß diese Form nicht von vornherein heimisch gewesen ist, sondern erst verspätet zuwanderte. Diese faunistischen Tatsachen zeigen, daß gleichzeitig mit der *Transversarius*-Schichten—*Impressa*-Mergel-Grenze neue Meeresverbindungen sich gebildet, neue Wanderwege für die Tierwelt sich geöffnet haben: mit anderen Worten, das Becken hat sich eingesenkt.

Diese absenkende Bewegung hat neue Verbindungen geöffnet, sie kann jedoch nicht allgemein gewesen sein, da in diesem Fall auch die sedimentliefernden Gebiete mit betroffen worden wären — eine Annahme, die deshalb ausscheidet, weil ja gerade Zufuhr terrigenen Materials gesteigert ist.

Genügt die Annahme der absinkenden Bewegung in den Becken und das Humiderwerden des Klimas vollkommen zur Erklärung? Die *Impressa*-Mergel haben eine ziemlich große Mächtigkeit. Zur Aufschüttung derartig mächtiger Mergellager auf weite Gebiete, im vorliegenden Fall z. B. ganz Franken, Schwaben und die nördliche Schweiz, ist als Voraussetzung notwendig die Annahme einer entsprechend großen Abtragung auf den sedimentliefernden Ländern. Mit andern Worten besagt das: Das Denudationsgebiet muß sehr groß sein, so daß eine weit flächenhafte Abtragung stattfinden kann, oder das Denudationsgebiet muß im Vergleich zum Meeresspiegel ziemlich hoch sein, damit eine tiefgreifende Denudation das nötige Material schaffen kann. Von diesen beiden Möglichkeiten scheidet von vornherein die erste aus. Nach den heutigen Kenntnissen von der Paläogeographie in Mitteleuropa und überhaupt Europa zur Zeit des Oxford sind größere materialliefernde Festländer nicht vorhanden, zum mindesten keine Festländer, wie sie notwendig wären zur Bildung derartiger Sedimentmassen rein auf Grund

weit flächenhafter Denudation. Es bleibt nur die zweite Möglichkeit einer tiefgreifenden Denudation und Einebnung der vorhandenen kleineren Festlandsgebiete. Das führt aber zu der notwendigen Folgerung einer Hebung dieser Gebiete; dadurch werden die Gefällskurven der Flüsse unausgeglichen und überhöht, die Erosionskraft vergrößert; dadurch ist fernerhin eine langdauernde Denudation notwendig, um eine Einebnung zu schaffen von der Art, daß die Flüsse nicht mehr erodierend wirken.

Es könnte der Einwand erhoben werden, daß derartig stark überhöhte Abtragungsgebiete kein so gleichmäßig feinklastisches Material liefern können. Dieser Einwand ist bis zu einem gewissen Grade berechtigt. Und es ist auch gar nicht ausgeschlossen, daß in den ursprünglichen Küstenstreifen gröberes Material zum Absatz kam, das nur im süddeutschen Gebiet, welches ja ziemlich küstenfern war, nicht mehr abgelagert wurde. Im Dogger, wo die Abtragungsgebiete des süddeutschen Beckens näher lagen, treten — insbesondere gegen Osten — Sande auf, und ebenso auch besonders ganz im O im Lias. Daneben ist aber auch ein anderer Gesichtspunkt durchaus zu berücksichtigen: das Klima. Die Sedimente des Malm, auch die mehr klastischen Sedimente, sind ganz anderer Art als die des Dogger und Lias. Die Verwitterung muß eben im Malm eine andere gewesen sein. Deuten die braunen und roten Sande des Dogger und ebenso des Lias (Regensburger Gegend, **56**) auf mehr aride Verwitterung, so die Sedimente des Malm auf mehr humide.

Von der Annahme eines humiden Klimas ist schon oben die Rede gewesen. Humides warmes Klima führt schon an sich, ferner aber besonders durch den reichen Pflanzenwuchs zu mehr chemischer Verwitterung (Ton- und Bodenbildung). Gröbere Elemente, wie Sande usf. treten schon deshalb mehr zurück, im Gegensatz zu der mehr mechanischen Verwitterung eines ariden Klimas. Der reiche Pflanzenwuchs des humiden Klimas hat aber auch noch eine andere Folge: er verhindert eine zu starke Erosion. Schon aus diesem Grunde müssen gröbere Elemente zurücktreten. Die Erosion schreitet langsamer, aber gleichmäßig fort durch Abtragung nur feinen Materials.

Absenkende Bewegung in den Beckengebieten und eine gegensinnige Hebungsbewegung in den Abtragungsgebieten, das sind die notwendigen Annahmen, zu denen die genetische Betrachtung

der *Impressa*-Mergel führt. Dazu ein Humiderwerden des Klimas. Dieser letztere Punkt mag bis zu einem gewissen Grade kausal durch die Bodenbewegungen bedingt sein: Die absinkende Bewegung schafft neue Meeresverbindungen, wie wir oben sahen. Die Wasserfläche ist vergrößert. Die Verdunstungsfläche des Ozeans wird dadurch ebenfalls vergrößert. Die höhere Emporhebung der Abtragungsgebiete kann — es genügen unter Umständen schon verhältnismäßig geringe Höhenverschiebungen — dieselben zu Regenscheiden machen und die Regenfälle steigern, bzw. das Klima humider machen[1].

Die Betrachtung hat zu der Annahme gegensinnig gerichteter Bewegungen in den Beckengebieten und den Abtragungsgebieten geführt. Derartige Annahmen sind schon häufig gemacht worden

---

[1] In Band VIII der Zeitschrift für Gletscherkunde hat Paschinger auf die Bedeutung der Maximalzone des Niederschlags für die Vereisungen des Diluviums hingewiesen. Für Fragen, wie die vorliegenden, erscheint mir die Tatsache der Maximalzone ebenfalls nicht unwichtig. Die Maximalzone ist nach J. Hann (zitiert nach Paschinger l. c.) „in jener Höhe zu erwarten, wo bei dem durchschnittlichen Feuchtigkeitsgehalt der Niederung die Luft im Emporsteigen so weit abgekühlt wird, daß Kondensation eintritt". Abgesehen von jahreszeitlichen Schwankungen ist die durchschnittliche Höhenlage der Maximalzone daher abhängig 1. von dem Feuchtigkeitsgehalt der Luft in der Niederung, 2. von den durchschnittlichen Temperaturen. „Mit steigender Temperatur rückt das Wolkenniveau empor, während im Winter die Anregung zum Emporsteigen der feuchten Luft auch an den Hängen geringer ist."

Diese Erfahrungen auf den Jura übertragen ergeben: Die Nordhemisphäre ist im Jura mit einer ungleich größeren Wasserfläche bedeckt als heute. Unter sonst gleich bleibenden klimatischen Verhältnissen — daß eine solche Annahme notwendig erscheint, das zeigen eine ganze Menge paläoklimatischer Arbeiten (Eckardt, Kerner v. Marilaun usf.) — bedeutet das, daß der Luftfeuchtigkeitsgehalt bei den weiten Wasserflächen ein bedeutend größerer war als heute, das wirkt also in der Richtung einer Depression der Maximalzone. — Ferner führt der thalattokrate Charakter der Nordhemisphäre im Jura wohl zu einem etwas ausgeglicheneren — marinen — Klima, im Durchschnitt aber zu einer etwas geringeren Temperatur (vgl. Chamberlin, Journ. of Geol. **31**). Besonders deutlich zeigen das die Sommerisothermen der beiden Halbkugeln. Auch das Klima müßte so zu einer Depression der Maximalzone führen.

Von welchem Ausmaß diese Depression der Maximalzone ist, das kann heute nicht gesagt werden, da vergleichende Untersuchungen aus der Gegenwart meines Wissens fehlen. Immerhin geht daraus hervor, daß unter Umständen schon eine geringe Emporhebung des Denudationsgebietes eine wesentliche Steigerung der Regenfälle und damit eine größere Humidität des Klimas zur Folge haben könne.

und wurden — wie das ja auch Pompeckj bei dem oben erwähnten Zitat macht — auf den isostatischen Ausgleich zurückgeführt. Besonders Born hat das systematisch durchgeführt [1]. Ohne hier auf diese Frage eingehen zu wollen (vgl. später), soll hier nur auf ein rezentes Beispiel von dieser Art hingewiesen werden. De Geer (**32**) hat im Skandik (dem nördlichen Atlantischen Ozean) gezeigt, daß dort in jüngster geologischer Vergangenheit ganz ähnliche Bewegungen festzustellen sind, indem das Becken des Skandik abgesunken ist, gegenüber von horstartigen Hebungen der umliegenden Festlandsgebiete, Skandinavien, Grönland, Island, Schottland. Von ganz anderer Seite aus bestätigt sich so die Annahme derartig ungleichsinniger Bewegungen.

Die plötzliche Belebung der Erosion und Sedimentation, die plötzliche Invasion der neuen Faunenelemente sind ein Zeichen dafür, daß die Absenkung bzw. Emporhebung ruckartig vor sich ging. Die Faziesgrenze der *Transversarius*-Schichten und *Impressa*-Mergel ist ja eine ziemlich scharfe, und die gleichmäßige Sedimentation nach der Sedimentationsunterbrechung der *Transversarius*-Schichten setzt ebenfalls plötzlich ein.

Setzen diese Bewegungen sich fort oder ist die ganze Spannung nach dem einen Ruck ausgelöst? Oder wird gar die Bewegung nunmehr in ihr Gegenteil verkehrt, wie das Klüpfel und Frebold annehmen, wenn sie von einer langsamen Emporhebung des Beckens reden, die zur Bildung der Emersionsflächen führt?

Die einfachste Annahme ist die, daß mit dem einmaligen Bewegungsruck die ganze Spannung ausgelöst ist und zur Ruhe kommt. Sie soll daher zuerst diskutiert werden. Die Verhältnisse, wie sie sich einstellen müssen, unmittelbar nach der Bewegung, sind schon geschildert. Sie müssen zunächst ziemlich gleichmäßig anhalten, und zwar so lange, bis die Flüsse ein vollkommen ausgeglichenes Gefälle wieder haben, d. h. letzten Endes, bis nach der Hebung das Land wieder so weit eingeebnet ist, daß eine nennenswerte Erosion nicht mehr stattfindet. Dann wird allmählich das mehr klastische Tonmaterial zurücktreten und die Flüsse werden in erster Linie gelöste Stoffe mit sich führen (Kalk usf.). Die Mergel werden kalkreicher werden und es wird mehr und mehr

[1] Born, Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abhandlungen Senckenb. Naturforsch. Ges. 1921.

nur noch eine Kalkablagerung einsetzen, sei es durch unmittelbare Kalkausfällung aus dem Wasser infolge Übersättigung, sei es durch Mitwirkung von Organismen. Das entspricht vollkommen dem allmählichen Übergang der *Impressa*-Mergel in die wohlgeschichteten Kalke.

Dieser Übergang ist nun aber nicht allein durch allmähliche Kalkanreicherung in den Mergeln charakterisiert, sondern vor allem durch das Auftreten vereinzelter Kalkbänke, die gegen oben immer dichter zusammentreten. In den eigentlichen *Impressa*-Mergeln sind die Mergel ganz gleichmäßig ohne Kalkzwischenbänke und in den wohlgeschichteten Kalken liegen die einzelnen Kalkbänke unmittelbar übereinander. In dem Grenzhorizont treten Mergel und Kalkbänke wechsellagernd auf. Wie ist dieses Phänomen, das den Übergang kompliziert, zu erklären? Schon Pompeckj (59) hat zur Erklärung der Entstehung der einzelnen Kalkbänke an regelmäßige Klimaperioden von humiderem und ariderem Charakter gedacht, und dabei die Brückner'schen 33jährigen Perioden angeführt. Neuerdings will auch Winkler (**93**) die Bildung der rhythmisch sich folgenden Kalkbänke usf. auf diese Weise erklären, wobei seiner Ansicht nach allerdings die Brückner'schen Perioden zu kurz sein sollen, er erinnert an die großwelligen Klimaschwankungen, wie sie aus den Berechnungen Milankowitsch's und Wegener's hervorgehen. Um welche Klimaschwankungen es sich in Wirklichkeit handelt und von welcher Zeitdauer sie sind, das ist vorläufig wohl eine mehr theoretische Frage, die im Prinzip belanglos ist. Im Prinzip jedoch erscheint eine derartige Erklärung sehr annehmbar, und gerade auch für den vorliegenden Fall der Grenzschichten zwischen *Impressa*-Mergel und wohlgeschichtete Kalke; gerade durch diese Horizonte angeregt gab ja Pompeckj auch seine Erklärung.

In diesem Fall erhebt sich nun die Frage, weshalb nur in diesem Grenzhorizont die Rhythmik der Klimaschwankungen sich in einer gleichmäßigen Rhythmik von Mergellagen und Kalkbänken äußert — im Gegensatz zu dem Fehlen der Kalkbänke in den *Impressa*-Mergeln und dem so starken Zurücktreten der Tonzwischenlagen in den wohlgeschichteten Kalken. Ich glaube, auch diese Sonderstellung des Grenzhorizontes fügt sich sehr wohl in das Gesamtbild ein: Der Beginn des Zyklus ist durch die neubelebte Erosion und Sedimentation charakterisiert. Bei den stark

überhöhten Gefällskurven der ersten Zeit war die Erosionskraft der Flüsse schon rein durch das starke Gefälle groß, so daß sekundäre Ausschläge kleinerer Klimaschwankungen die Gesamtverhältnisse wenig veränderten. Dazu mag auch noch das gleichmäßigere humide Klima kommen, wie es durch die Emporhebung der Landgebiete bedingt war. Gegen Schluß des Zyklus ist die Einebnung des Landes weit fortgeschritten, sind die Gefällskurven in jeder Hinsicht bis zum vollkommenen Gleichgewicht ausgeglichen: humidere Klimaperioden erreichen, was die Erosion betrifft, keine größere Bedeutung mehr. Zwischen beiden extremen Fällen steht ein Übergangsstadium, in dem die Klimaperioden den Ausschlag geben.

Parallel der mehr und mehr fortschreitenden Denudation geht die Sedimentation. Wie die Denudation allmählich die vorangegangene Hebung ausgleicht, so muß die Sedimentation die vorangegangene Senkung im Becken wieder ausgleichen. Während die Denudation nur indirekt erschlossen werden kann, haben wir in den Sedimenten selber für das Ausmaß der Sedimentation einen direkten Maßstab. Die oben gegebenen Mächtigkeitszahlen zeigen, daß die Sedimentation innerhalb dieses einen Zyklus eine Sedimentationsausfüllung des Beckens von 130—150 m zur Folge hatte, daß mit andern Worten infolge der Sedimentation der Meeresboden sich um diesen Betrag gehoben hat, oder das Becken sich um diesen Betrag verflacht hat, wenn keine weitere Senkung einsetzte.

Unter ganz gleichbleibenden Verhältnissen muß dieser Zustand zu einer Verflachung des Meeresbeckens führen so weit, daß eine weitere Sedimentation nicht mehr möglich ist, da die Wirkung der Oberflächenwellen bis zum Grunde reicht. Die Sedimentation wird unterbrochen. Die Tierreste werden nicht mehr in den abgelagerten Sedimenten eingebettet, sondern bleiben frei liegen und werden hier zerstört, die festeren Schalen werden von den Wellen hin- und hergeworfen und zerbrochen. Die Tierreste werden angereichert. Erst eine neue Absenkung kann diese Verhältnisse ändern. Tatsächlich wird die Obergrenze der wohlgeschichteten Kalke auch durch eine Ammonitenbreccie gebildet.

Bei der Besprechung der Sedimentationsunterbrechungen und der Ammonitenbreccien oben ist die Frage offen gelassen worden, ob es sich um Wirkung der Oberflächenwellen oder um die Wirkung

tiefergreifender Strömungen handelt. Die genetische Analyse macht die erstere Annahme wahrscheinlicher, nämlich, daß es sich um die Wirkung der Oberflächenwellen handelt. Abgesehen davon ist es auch die gleichmäßige Verbreitung, die dafür spricht, zumal da gleichzeitig in dem nordwestdeutschen Jurabecken, das in keiner unmittelbaren Verbindung mit dem süddeutschen steht, entsprechende Erscheinungen beobachtbar sind. Auch in dem Profil von Le Havre (**86**) scheinen in der Pterocerenbank, die diesem Horizont stratigraphisch gleichgestellt werden muß, ganz ähnliche Verhältnisse vorzuliegen, soweit nach den Angaben zu schließen ist — auch hier wieder ein gesondertes Becken. Es muß zum mindesten als sehr unwahrscheinlich betrachtet werden, daß genau gleichzeitig entsprechende Strömungen in den verschiedenen Becken auftreten.

So würde sich als Gesamtbild ergeben: Die ruckartige Bewegung, einerseits Senkung in den Becken, andererseits Hebung in den Landgebieten. Dadurch angeregt starke Erosion und Sedimentation; die Erosion infolge allmählicher Einebnung sich verringernd und dementsprechend die Sedimentation zu mehr chemischen Sedimenten übergehend. Die Sedimentation füllt das Becken allmählich auf bis zu einer Verflachung, bei der weitergehende Sedimentation nicht mehr möglich ist.

Der Sedimentationszyklus würde einem Erosionszyklus entsprechen.

Der Kleinrhythmus innerhalb des Zyklus ist klimatisch bedingt.

Die Einzelausbildung und Abfolge der Sedimente im einzelnen entspricht diesen Annahmen vollkommen.

Anstatt der besprochenen Annahme scharf begrenzter Bewegungsrucks, in denen die Spannung vollkommen ausgelöst ist, ist auch die andere noch möglich, daß die ruckartig einsetzende Bewegung sich fortsetzt.

Die aufgehäufte Sedimentmächtigkeit des Zyklus beträgt 130—150 m. Um am Schluß eines solchen Zyklus eine flache Wasserbedeckung noch zu haben, müßte zu Beginn des Zyklus das Becken mindestens 150—200 m tief gewesen sein. 200 m Tiefe entspricht schon der Obergrenze der für den Jura gewöhnlich angenommenen Tiefen, und wenn auch die Zeit des unteren Weißen Jura gewöhnlich als die Zeit der größten Eintiefung des Jurameeres angenommen

wird, so glaube ich doch kaum, daß die Tiefe 200 m überschritten hat, es scheint mir eher wahrscheinlicher eine geringere Tiefe anzunehmen (vgl. z. B. auch p. 197, **36**).

Nun zeigen die den *Impressa*-Mergeln vorausgehenden *Transversarius*-Schichten die gleichen Erscheinungen, wie die Obergrenze der wohlgeschichteten Kalke, in Form einer Ammonitenbreccie und einer Sedimentationsunterbrechung, die hier sogar noch durch eine Zonenvermischung charakterisiert ist. Noch ausgesprochener zeigen die Birmensdorfer Schichten in korrodierten Ammonitenschalen und bewachsenen Ammonitensteinkernen sogar Aufarbeitungserscheinungen. Zudem stellt dieser Horizont der *Transversarius*-Schichten das Endglied eines Zyklus dar, der ganz analog dem besprochenen ist. Aus all diesen Gründen müssen die *Transversarius*-Schichten und noch mehr die Birmensdorfer Schichten als Ablagerungen sehr flachen Wassers betrachtet werden — deutlicher Einfluß der Oberflächenwellen. Die Effinger Schichten, die auf die Birmensdorfer Schichten folgen, sind sogar noch mächtiger als die *Impressa*-Mergel, ebenso die folgenden Gaisberg- und Wangener Schichten.

Das würde besagen: Vor dem Einsetzen des neuen Zyklus der *Impressa*-Mergel war die Meeresbedeckung ähnlich flach, wie am Schluß an der Obergrenze der wohlgeschichteten Kalke; um durch den einsetzenden Bewegungsruck die Möglichkeit einer Sedimentation zu bekommen, wie sie in diesem Zyklus vorhanden ist, müßte es sich um einen ruckartigen Absenkungsbetrag handeln von ungefähr 150 m, und in den Denudationsgebieten eine entsprechende Hebung! Dieselbe müßte dort entsprechend der geringeren Ausdehnung der Gebiete, sogar noch größere Ausmaße angenommen haben.

Wenn diese Möglichkeit auch zuzugeben ist, so erscheint es mir doch wahrscheinlicher, anzunehmen, daß der plötzliche Bewegungsruck etwas geringer war, daß demselben aber eine langsame Bewegung nachfolgte, die erst allmählich ausklang. Besonders in dieser Richtung weisend erscheint mir die ganz gleichförmige Ausbildung der *Impressa*-Mergel in sehr großer Mächtigkeit (90 m). Nach der Emporhebung und der Neubelebung der Erosion dadurch setzte sich diese Bewegungstendenz noch längere Zeit fort, so daß Erosion und langsame Emporhebung sich die Wage hielten, bis die Bewegung allmählich ausklang.

In der gleichen Richtung weist der Korallenoolith in Nordwestdeutschland, der ja diesem Zyklus stratigraphisch entspricht. Oolithe sind unseren heutigen Kenntnissen zufolge Bildungen ziemlich flachen Wassers. Sie bauen großenteils den gesamten Korallenoolith auf, treten zum mindesten stellenweise schon im unteren Korallenoolith auf (Hannover, Wesergebirge). Es ist daher wahrscheinlich, daß nicht eine Absenkung um den gesamten Betrag des Korallenoolithzyklus stattgefunden hat, sondern zunächst nur eine ruckartige Bewegung kleineren Ausmaßes, die sich langsam fortsetzte.

Die dritte Möglichkeit, daß die Verflachung und Sedimentationsunterbrechung am Ende des Zyklus erreicht sei durch eine Umkehr der Bewegung, eine tektonisch bedingte Hebung des Meeresbodens, ist durch die im vorhergehenden gegebenen Tatsachen schon unwahrscheinlich gemacht. Doch aber könnten Tatsachen, wie z. B. die, daß das Ende des Zyklus überall gleichzeitig auftrete, für eine solche Möglichkeit sprechen. Die Bedingungen der Sedimentation in den einzelnen Becken müssen ja je nach dem Ausmaß der absenkenden Bewegung, bzw. der hebenden Bewegung in den sedimentliefernden Gebieten verschieden sein; in den einzelnen Becken wird die Sedimentation daher verschieden rasch vor sich gehen. Sowohl aus diesem Grunde, als auch weil die einzelnen Becken nicht alle gleich tief absinken, wäre es unwahrscheinlich, daß das Ende des Zyklus überall gleichzeitig erreicht wird.

Die Tatsache der Gleichzeitigkeit des Endes der Zyklen in den verschiedenen Becken war ja für Frebold der Beweis, daß aktive Hebung dieselbe verursacht habe und nicht Sedimentauffüllung. Für Klüpfel, ebenso auch für Frebold erschien ferner die Sedimentauffüllung nicht mächtig genug, als daß sie derartige Folgen nach sich ziehe. Nur im Gebiete der Küste kann nach Klüpfel die Sedimentauffüllung derartig sein (**38**), daß sie größere Ausmaße annimmt, und somit für Tatsachen wie Zyklenbildung schließlich in Frage kommen könnte. Sedimentauffüllung durch rein klastische Sedimente ist allerdings in den Küstengebieten am stärksten, in Form von Deltaaufschüttungen, auch Brinkmann weist auf die Tatsache des besonders mächtigen Küstenwalles grobklastischer Ablagerungen hin (**13**); aber doch scheint mir Klüpfel und ebenso auch Frebold die Bedeutung der Sedimentation zu unterschätzen. Wenn grobklastische Sedimente auch in gewissem

Küstenabstand sich halten werden, so bekommen doch feinklastische Tone usf. eine allgemeinere Verbreitung im ganzen Becken. Die Bändertone des Diluviums zeigen ganz einwandfrei, daß auch derartige Elemente sehr gleichmäßig in weiten Becken verteilt und abgelagert werden können. Und abgesehen von allem: der vorliegende Zyklus der *Impressa*-Mergel—Wohlgeschichtete Kalke besitzt eine Sedimentmächtigkeit von 130 m, und diese Sedimente wurden abgelagert. Eine derartige Sedimentmasse darf nicht vernachlässigt werden. Auch die Ovoidenmergel der Amaltheenschichten in Lothringen haben im übrigen eine Mächtigkeit, die durchaus zu beachten ist (60—70 m, **39**).

Unter Berücksichtigung der Sedimentmächtigkeit erscheint es mir fast unmöglich, noch eine aktive Hebung des Meeresbodens dazu anzunehmen. War es ja nach dem oben Ausgeführten doch sogar wahrscheinlich, daß während des Zyklus der Meeresboden sich noch langsam nachgesenkt hat.

Nun die Tatsache der Gleichzeitigkeit des Endes der Zyklen. Es sei hier ein Vergleich des *Impressa*-Mergel- und des Korallenoolithzyklus versucht, die sich entsprechen:

Der Zyklus schließt in Süddeutschland mit der Ammonitenbreccie an der Obergrenze der wohlgeschichteten Kalke ab. Die *Ringsteadia*-Zone fällt wahrscheinlich z. T. noch in die Breccienzone, liegt zum größeren Teil aber schon tiefer in den oberen wohlgeschichteten Kalken, während über dem Breccienhorizont sofort die Zone der *Ras. cymodoce* einsetzt. Die Sedimentationsunterbrechung, die den Zyklus abschließt, fällt also in den obersten Teil der *Ringsteadia*-Zone.

Der Korallenoolithzyklus in Nordwestdeutschland schließt mit den *Humeralis*-Schichten ab. Die Verflachung, die hier auftritt, kennzeichnet sich durch das Auftreten der Eisenoolithe im Wesergebirge, der *Diceras*-Schichten im Selter usf. ganz deutlich. Der untere mehr mergelige Teil des Korallenoolith mit Hornsteinlinsen entspricht m. m. den *Impressa*-Mergeln, d. h. eben dieser Teil stellt den Beginn des neuen Zyklus dar mit der neu angeregten Erosion und Sedimentation. Die klastisch-mergelige Sedimentation tritt jedoch in Norddeutschland sehr stark zurück. Dementsprechend ist auch die Mächtigkeit viel geringer und setzt viel rascher die mehr chemische Kalkablagerung hier durch Bildung von Oolithen ein. Sowohl das Zurücktreten der mehr mergelig-tonigen Kom-

ponente in den Sedimenten, als auch die Tatsache, daß die Korallenoolithfauna in Norddeutschland eine durchaus verarmte ist, ohne Zuwanderung neuer Faunenelemente, machen es wahrscheinlich, daß das Ausmaß der Bewegungen, die den Sedimentationszyklus eingeleitet haben, ein geringeres gewesen ist. Die Sedimentation ist eine mehr chemische und geht infolgedessen langsamer vor sich als in Süddeutschland zur Zeit der *Impressa*-Mergel, und auch der Tongehalt der wohlgeschichteten Kalke ist ja noch beträchtlich. Trotzdem aber ist das viel weniger eingetiefte Becken rascher durch die Sedimente soweit ausgefüllt, daß die Sedimentationsunterbrechung eintritt.

Daß tatsächlich eine Verflachung den Korallenoolith abschließt, das zeigen die Eisenoolithe und die *Diceras*- und Nerineenschichten. Daß es sich gleichzeitig auch um eine Sedimentationsunterbrechung handelt, das geht aus den brecciösen Gesteinen hervor, die Wichmann (**91**) vom Selter und Ith beschrieben hat, die eine Aufarbeitung wahrscheinlich machen; das geht aus der Korallenbank hervor, die im Deister den Korallenoolith abschließt, in der die Korallen das gesamte Gestein aufbauen, eine nicht zoogene Sedimentablagerung also gar nicht mehr stattfindet, das geht nicht zuletzt auch aus den typischen *Humeralis*-Schichten hervor. Dieselben zeigen in der Gegend von Hildesheim, wo sie typisch ausgebildet sind, Fossilanreicherungen, wie sie schon verschiedentlich als Ergebnis von Sedimentationsunterbrechungen charakterisiert wurden. Zu allem hin sind die Brachiopoden usf. häufig bewachsen, und zwar die Steinkerne: auch diese Tatsache zeigt das Aufhören der Sedimentation. In den *Humeralis*-Schichten und ihren Äquivalenten liegen also tatsächlich ganz analoge Bildungen vor zu der Ammonitenbreccie in Süddeutschland. Und sie schließen ebenso wie die Ammonitenbreccie den Sedimentationszyklus ab. Sie sind aber nicht genau gleichalterig, sondern beginnen schon früher, da sie Ringsteadien führen. Die Sedimentationsunterbrechung setzt in Norddeutschland, wo die Absenkung allem Anschein nach eine bedeutend geringere gewesen ist, trotz vorherrschend chemischer Sedimentation, zu einer Zeit ein, da in Süddeutschland die oberen wohlgeschichteten Kalke abgelagert werden, bzw. da die Sedimentation noch normal weiter geht.

Was theoretisch oben gefordert wurde, bestätigt sich so: das mehr oder weniger durch Sedimentation bedingte Ende des Zyklus,

die Sedimentationsunterbrechung setzt nicht gleichzeitig ein. Wollten wir trotzdem aktive Hebung annehmen, so wäre es ganz unbegreiflich, daß die Hebung in den beiden Fällen zu verschiedener Zeit aufhörte, und zwar immer gerade da aufhörte, wo infolge zu großer Verflachung der Sedimentation unterbrochen wurde. Es wäre unbegreiflich, daß die aktive Hebung nicht im einen Fall das Gebiet über den Meeresspiegel emporgehoben hat — dafür aber gibt es keinerlei Anzeichen.

Durch den negativen Beweis, daß eine aktive Hebung nicht möglich ist, wird so unsere obige Annahme, daß eine gleichsinnige Bewegung — Senkung in den Becken, Hebung in den Festländern — bestehe, die jedoch nicht gleichmäßig verläuft, sondern ruckartig, bestätigt.

Kurz sei hier noch auf einen Punkt hingewiesen, um Mißverständnisse zu vermeiden. Für den nordwestdeutschen Jura liegen die Verhältnisse nicht so eindeutig klar, wie für den süddeutschen. Zu der Zeit des Abschlusses des Zyklus, also der größten Verflachung in den *Humeralis*-Schichten, treten in den Ringsteadien neue Faunenelemente auf. Das würde besagen, daß eine Absenkung neue Wanderwege eröffnet habe, gerade zur Zeit des Abschlusses des Zyklus, das um so mehr, als die Fauna des eigentlichen Korallenoolith sehr arm ist. Es ist mir leider nichts Genaueres bekannt über die Verbreitung der Ringsteadien in Norddeutschland, ob dieselben überall vorkommen oder nur in den eigentlichen *Humeralis*-Schichten. Trotzdem aber zeigt die Verteilung der Fazies der *Humeralis*-Schichten, wie auch des gesamten Korallenoolith Gesetzmäßigkeiten, die an eine Vorbereitung der kimmerischen Faltung im saxonischen Faltungsfeld gemahnen: Die starke Reduktion des Korallenoolith und das Fehlen mergeliger Sedimente in demselben im Deister (Deisterphase!) und ähnliches. Vielleicht hängt mit kleineren flachen derartigen Faltenwürfen die Zuwanderung der Ringsteadien und ähnliches zusammen. Eine genaue Untersuchung der Faziesverhältnisse von diesen Gesichtspunkten aus wird diese Frage vielleicht klären können. Sicher ist, daß schon im Korallenoolith die gleichmäßigen Verhältnisse des süddeutschen Beckens in Nordwestdeutschland nicht mehr vorhanden sind, wodurch genaue Parallelen in der Entwicklung der Zyklen etwas verwischt werden. Trotz dieser Unregelmäßig-

keiten steht aber die Parallelität des besprochenen Zyklus in der erläuterten Weise außer Frage.

In einem Fall konnte die Entstehung eines Zyklus gedeutet werden. Ist diese Deutung tatsächlich richtig, so müssen die anderen Zyklen des unteren und mittleren Weißen Jura, die festgestellt wurden, das bestätigen. Dieselben sollen daher im folgenden kurz noch betrachtet werden.

B. Der Zyklus der Ornatentone—Lambertischichten.

Die Faziesentwicklung in diesem Zyklus ist eine prinzipiell von dem besprochenen Fall verschiedene, indem hier nicht eine Tonablagerung von einer Kalkbank oder einem Kalkhorizont überlagert wird. In Schwaben folgt über einem Tonhorizont, den Ornatenschichten, ein Phosphorithorizont.

Den kalkigen und oolithischen Makrocephalenschichten folgen die tonigen Ornatenschichten: d. h. in Analogie mit dem betrachteten Falle, daß die Sedimentation und die Erosion neu angeregt wurde, daß eine Absenkung im Becken und eine Emporhebung in den umgebenden Festlandsgebieten stattgefunden hat. Die Verwitterungsverhältnisse oder, wahrscheinlicher, wie Reuter (**65**) wollte und Pompeckj (**56**) andeutete, waren die besonderen Verhältnisse zu dieser Zeit andere, insofern als das Becken mehr abgeschlossen war, als zur Zeit der *Impressa*-Mergel.

Die Ablagerung der Tone führt zu einer Verflachung. Den Ornatentonen folgen die *Lamberti*-Schichten mit den reichlichen Phosphoritkonkretionen. Schon Bernauer (**4**) hat sehr schön im Lias von Lothringen zeigen können, daß Phosphoritlager stets das Zeichen von Verflachung seien. Die Mächtigkeit der Ornatentone ist eine ziemlich geringe. Für eine weitergehende Verflachung ist daher die Annahme notwendig, daß entweder die Eintiefung des Beckens zu Beginn nur eine ganz geringe gewesen ist, oder daß nachträglich eine Hebung einsetzte, die das Becken verflachte.

Der erste Fall erscheint von vornherein sehr unwahrscheinlich, da es sich bei den Ornatentonen um Mächtigkeiten von 15 m im Durchschnitt handelt. Auch die Annahme des zweiten Falles erscheint mir nicht notwendig, und zwar nach folgender Überlegung.

Wenn Phosphorite nach Bernauer (**4**) die Folge von nicht vollständiger Zersetzung organischer Stoffe sind, so sind sie nicht nur charakteristisch für besonders flaches Wasser, sondern auch

für kleinere abgeschlossene Becken (Reuter **65**), die zunächst nicht einmal besonders flach sein müssen. Dieser Fall scheint mir für das schwäbische Becken vorzuliegen. Gegen Franken und gegen den Randen zu nimmt die Mächtigkeit der Ornatentone sehr ab. In Franken werden sie phosphoritisch, im Randen und Aargau eisenoolithisch. Diese wenig mächtigen Ablagerungen sind nun nicht von deutlich davon getrennten *Lamberti*-Schichten überlagert, sondern es hört dort eine weitere Ablagerung überhaupt auf, und die Ornatentone werden umgelagert.

Phosphoritablagerung und Eisenoolithablagerung in den beiden an Schwaben anschließenden Gebieten zeigt, daß dort gar keine wesentliche Eintiefung stattgefunden hatte, daß die Wasserbedeckung von vornherein schon flacher war als in Schwaben. Die ruckartige Beckeneintiefung scheint sich in diesem Fall mehr oder weniger auf das schwäbische Becken beschränkt zu haben. Es wird weiter unten darauf noch zu kommen sein. In Franken werden die großenteils phosphoritischen Ornatenschichten verschieden tief aufgearbeitet. Dies scheint nach den Angaben Dorn's (**17**) für die Ausbildung dieses Horizontes submarin vor sich gegangen zu sein, und wäre in diesem Fall eben die Folge größerer Verflachung, da zu Beginn des Zyklus die Eintiefung fehlte. Besonders beweisend in dieser Richtung sind die Cordatenschichten, die, nicht umgelagert, ohne irgendwelche scharfe Grenze dem Geröllhorizont folgen, als wenig mächtige schieferige Tone (**18**), die gleichen Tone, die auch in dem Geröllhorizont selber schon vorkommen. Eine Emporhebung über den Meeresspiegel hat demnach nicht stattgefunden. Dagegen bildete Franken eine submarine Barre gegenüber dem schwäbischen Becken, da es nicht teil hatte an der vorausgehenden Eintiefung.

Im Aargau liegen die Verhältnisse anders. Nach der Ablagerung der Ornatenoolithe scheint eine aktive Hebung das Meer verdrängt zu haben. Eine erneute Transgression, d. h. eine Absenkung zu der Zeit der Cordatenschichten führt zur Bildung einer Art Transgressionskonglomerat in den Eisenoolithen, mit dem die Cardioceraten vermischt werden. Einzelbeobachtungen darüber — im einzelnen kann hier nicht darauf eingegangen werden — hat Amsler veröffentlicht und zusammengestellt. Im Aargau hat demnach sogar eine aktive Hebung das Meer verdrängt und eine südliche Abgrenzung des schwäbischen Beckens geschaffen. Eine

starke Verflachung des Ornatenmeeres zeigt sich ja schon im Randen an, und auch dementsprechend eine Aufarbeitung, ähnlich wie in Franken, ohne daß hier jedoch eine Verdrängung des Meeres schon festzustellen wäre. Der Übergang vom schwäbischen Becken zu der Aargauer Barre der *Lamberti*-Zeit scheint ein allmählicher gewesen zu sein. Vom schwäbischen Becken mit der Eintiefung kommen wir im Randen in ein Gebiet, ähnlich wie Franken, das nicht teil hatte an der Eintiefung, sondern sich im ganzen ziemlich ruhig verhalten hat; und von dort noch weiter im Südwesten folgt im Aargau ein Gebiet mit aktiver Hebung.

Sowohl im O als auch im W bzw. SW abgeschlossen, dazu noch die hessische Landbrücke im N, die in dieser Zeit wohl sicher bestand (**58**), im Süden die Barre des vindelizischen Rückens, die das schwäbische Becken gegen die Tethys abgrenzte, so erscheint das schwäbische Becken gegen Schluß dieses Zyklus ziemlich abgeschlossen, und damit auch abgeschlossen gegen die Zirkulation größerer Strömungen usf., d. h. es bietet die notwendigen Voraussetzungen für die Phosphoritbildung.

Ein genauer Vergleich mit Norddeutschland ist hier vorläufig nicht möglich, doch scheinen dort die Verhältnisse ähnlich zu liegen wie im Schwäbischen Jura.

C. Der Zyklus Grenztone—Transversariusschichten.

Die ruckartige Eintiefung des vorhergehenden Zyklus war mehr oder weniger nur auf das schwäbische Becken beschränkt. Deshalb und teilweise auch wegen aktiver Hebung in den umliegenden Gebieten des schwäbischen Beckens wurde das schwäbische Becken zwar ziemlich abgeschlossen und die Zufuhr neuen Sedimentmaterials hörte allmählich auf. Der Abschluß war nicht bedingt durch vollkommene Sedimentauffüllung, sondern durch die bestimmten paläogeographischn Verhältnisse des schwäbischen Beckens.

Mit den Grenztonen beginnt die Sedimentation neu, ebenfalls wieder mit Tonen, bzw. mit Tonmergeln. Das bedeutet wieder eine neue geringe Absenkung des Beckens, die nun aber auch die umliegenden Gebiete wieder begreift, und daher zu normaler Sedimentation wieder führt.

In Franken folgen über dem Geröllhorizont die schon erwähnten schieferigen Tone des *Cordatum*-Horizonts, im Aargau folgt das

Transgressionskonglomerat der Cordatenoolithe. Im Randen sind diese Schichten großenteils glaukonitisch. In Schwaben sind terrigene Komponenten in einem verhältnismäßig großen Glimmergehalt deutlich. Überall die Zeichen neuer Sedimentation, d. h. in dem oben abgeleiteten Sinn, das Einsetzen eines neuen Bewegungsrhythmus.

Diese erneute Absenkung war nur sehr schwach. In Franken führte sie zur Bildung der großenteils konkretionären Glaukonitmergelschicht und der *Transversarius*-Schichten, im Aargau zu der Bildung des Transgressionskonglomerates und der Birmensdorfer Schichten, in Schwaben zu den Grenztonen und den *Transversarius*-Schichten. Die Mächtigkeiten sind alle nur sehr gering. Daß überhaupt ein neuer Bewegungsrhythmus einsetzt, ist weniger aus den schwäbischen Verhältnissen zu erschließen, die eine normale Fortsetzung des in den Ornatentonen begonnenen Rhythmus darstellen, sondern vielmehr daraus, daß in den umliegenden Gebieten eine, wenn auch nur ganz minimale, neue Sedimentation einsetzt, nach der vorherigen Periode der Aufarbeitung.

Eine ausgesprochene Sedimentationsunterbrechung gleichzeitig mit starkem Zurücktreten terrigenen Materials im Sediment bekommen wir erst in den *Transversarius*- bzw. den Birmensdorfer Schichten. Die Sedimentationsunterbrechung umfaßt ja hier sogar die Zone des *Per. Martelli* z. T. und die des *Per. Warthae* z. T. In den *Transversarius*-Schichten erst scheint mir auch der eigentliche Abschluß des Sedimentationszyklus zu sein. Die zwischenliegende Sedimentationsunterbrechung oder Verlangsamung im Phosphorithorizont der *Lamberti*-Schichten ist nur lokal bedingt.

Die Fossilien der Grenztone sind nicht mehr verkiest. Pyrit tritt überhaupt sehr stark zurück. Der Kalkreichtum nimmt allmählich zu gegen oben. Schon rein äußerlich ist die Färbung der Grenztone etwas heller und wird das nach oben immer mehr. Wären nicht die Verhältnisse in Franken und im Aargau ziemlich eindeutig, so wäre es sogar naheliegender zur Deutung der Phosphorite der *Lamberti*-Schichten an ähnliche Verhältnisse zu denken, wie sie sich im Übergangshorizont der *Impressa*-Mergel und der wohlgeschichteten Kalke als mehr oder weniger rein klimatisch bedingt, fanden.

Wichtig sind die faunistischen Verhältnisse. Die Grenztone sind sehr fossilarm in Schwaben. Die Perisphincten schließen an

die vorausgehenden, wie auch an die folgenden *Transversarius*-Schichten an. Die in Frage kommenden Perisphincten kommen zudem durchaus kosmopolitisch vor, dürfen daher nicht als faunengeographisch wesentlich betrachtet werden. Ebenso verhalten sich die Aspidoceraten und die Peltoceraten, die vorkommen. Sie sind in Schwaben sehr selten. Die neuen Faunenelemente des folgenden Zyklus fehlen noch durchaus. Abgesehen von den kosmopolitischen Perisphincten muß die Fauna der Grenztone und ebenso der *Transversarius*-Schichten als eine verarmte bezeichnet werden, die an die der Ornatentone und der *Lamberti*-Schichten anschließt. Das bedeutet, daß trotz der erneuten Absenkung neue Meeresverbindungen sich nicht geöffnet haben. Ein wirklich neuer Rhythmus wird nicht durch sie eingeleitet, im wesentlichen eben der vorhergehende fortgesetzt. Auch von diesem Gesichtspunkt aus muß dieser neue Zyklus als nicht besonders selbständig betrachtet werden.

Dorn (**17**, **19**) hat aus diesen Schichten in Franken eine ganze Menge Fossilien beschrieben, die dieselben mit dem unteren Weißen Jura verbinden sollen, während zu dem oberen Dogger nur geringe Beziehungen bestehen sollen. Es handelt sich dabei in der Hauptsache eben um die Aspidoceraten, die in Franken in der nur ganz gering mächtigen Schicht alle natürlich verhältnismäßig häufig sein müssen. Daß die 8—20 cm mächtigen Glaukonitmergel Frankens (**17**), die in der gleichen Zeit abgelagert sind, wie 2—3 m Grenztone in Schwaben, bei gleich reicher Fauna ganz ungleich fossilreicher sein müssen und deshalb ein ganz falsches Bild der Fauna als solcher geben, ist offensichtlich. Wichtig ist das vereinzelte Auftreten von Formen in Franken, die in Schwaben bisher noch nicht bekannt sind, die nach Mähren (**17**) weisen, wie in den späteren Horizonten des unteren und mittleren Malm viele Faunenbestandteile nach Böhmen[1] und Pommern (**78**, **16**) weisen, nicht aber nach Nordwestdeutschland. Auch in diesem Horizont fehlen Beziehungen nach Nordwestdeutschland in faunistischer Hinsicht vollkommen.

Wichtig ist der Vergleich mit Norddeutschland in der Entwicklung dieses Zyklus, der hier ziemlich gut durchgeführt werden

[1] Bruder, Die Fauna der Juraablagerungen von Hohnstein in Sachsen. Denkschr. der math.-natur.-wiss. Klasse d. K. Akad. d. Wissensch. Wien. 1. Bd. 1885.

kann. Den Grenztonen entsprechen die Heersumer Schichten, die oberen Heersumer Schichten gehören z. T. noch in die *Transversarius*-Schichten. Den oberen Abschluß bildet die Korallenbank.

Die Heersumer Schichten beginnen mit sandigen und glimmerreichen Kalken. Die Mitwirkung sandigen und glimmerigen Materials ist wie bei den Ornatentonen so auch hier größer als in Süddeutschland. Wie bei den Ornatentonen ist auch in den Heersumer Schichten dementsprechend die Mächtigkeit durchschnittlich eine bedeutend größere als in Süddeutschland. Das stärkere Vorherrschen terrigenen klastischen Materials kann eine Folge sein größerer Landnähe, größerer Wasserführung der Flüsse oder größerer Gefällswinkel der Flüsse.

Da die beschriebene Fazies ziemlich gleichmäßig im ganzen weiten nordwestdeutschen Becken verbreitet ist, scheidet die erste Annahme aus. Da ein Festland von bedeutenderem Umfange zur Zeit der Heersumer Schichten nicht mehr in Frage kommt, da auch der O der Transgression zum Opfer gefallen (**11**), und da eine Verbindung nach England aus faunistischen und anderen Gründen sehr wahrscheinlich ist, kommen auch größere Flußsysteme für den Zutransport des Materials nicht in Betracht. Auf den kleineren Festlandsgebieten, wie das Ardennenfestland usf. können sich größere Flüsse nicht herausbilden. Es bleibt die dritte Annahme: größere Gefällswinkel der Flüsse, mit anderen Worten, das Ausmaß der Bewegungen war in Nordwestdeutschland ein stärkeres. Die zum nordwestdeutschen Becken gehörigen Denudationsgebiete hoben sich stärker heraus, das Becken selber tiefte sich wohl auch etwas mehr ein: die Fauna ist sehr reich, und vor allem durch unvermittelt auftretende Elemente charakterisiert; die Cardioceraten der Gruppe des *Card. cordatum* und *tenuicostatum*, Formen, die im süddeutschen Becken annähernd fehlen, höchstens ausnahmsweise akzessorisch einmal vorkommen. Mit einem scharfen Schnitt setzen über den eigentlichen Ornatentonen die Cardioceraten ein, in sehr großer Formenmannigfaltigkeit, die die größte Verwandtschaft mit dem baltischen Oxford aufweist. *Gryphaea dilatata*, die das englische Oxford charakterisiert, die im baltischen Oxford in Geschieben nachgewiesen ist, ist in Nordwestdeutschland in diesem Horizont häufig und tritt offenbar erst von den obersten Ornatentonen an auf; in Süddeutschland fehlt diese Form. Gastro-

poden, die in Süddeutschland fehlen, kommen in den Heersumer Schichten wie in dem baltischen Oxford vor (insbesondere *Pleurotomaria*), auch großwüchsige Lamellibranchier, z. B. *Pinna* und einige andere, die in Süddeutschland fehlen, treten in Nordwestdeutschland und England und im Baltikum auf. Während die süddeutsche Fauna durch Verarmung gekennzeichnet ist, zeigt die gleichzeitige norddeutsche Fauna Einflüsse der Faunen der umgebenden Meeresgebiete. Die Absenkung im süddeutschen Becken war schon diesen Tatsachen zufolge nur eine sehr geringe, während in Norddeutschland ebendeshalb das Ausmaß der Bewegungen ein größeres gewesen sein muß.

Es liegen hier die genau umgekehrten Verhältnisse vor, wie in dem Zyklus der *Impressa*-Mergel—Wohlgeschichtete Kalke. Dort konnten wir feststellen, daß das süddeutsche Becken tiefer absank, im Gegensatz zu dem nordwestdeutschen — und es bestanden gerade umgekehrt die entsprechenden faunistischen Beziehungen. Sehr interessant und wesentlich für die dort geäußerte Auffassung, daß das Ende des Zyklus nicht durch aktive, sondern durch relative Hebung infolge von Sedimentauffüllung des Beckens erreicht werde, daß die Sedimentationsunterbrechung daher nicht gleichzeitig beginne, ist auch dieser Zyklus, da er diese Auffassung bestätigt.

Die Absenkung im süddeutschen Becken ist aus den dargelegten Gründen eine viel geringere, als im nordwestdeutschen. Eine Auffüllung des süddeutschen Beckens mußte daher auch schneller erreicht sein als bei dem nordwestdeutschen, umgekehrt wie im folgenden Zyklus, wo dieser Zustand in Nordwestdeutschland rascher erreicht war. Tatsächlich beginnt auch die Sedimentationsunterbrechung in Süddeutschland schon in der *Martelli*-Zone und geht bis in die *Warthae*-Zone, wie die Mischung der *Martelli*- und *Warthae*-Fauna in den *Transversarius*-Schichten und den Birmensdorfer Schichten zeigt. Die *Martelli*-Zone fällt in Nordwestdeutschland noch vollkommen in die oberen Heersumer Schichten, d. h. in eine Periode regelmäßiger Sedimentation. Das klastische Material tritt etwas mehr zurück, und gleichzeitig treten Korallen auf, die sich zuletzt zu einer geschlossenen Bank anreichern. Erst in dieser ganz aus Korallen zusammengesetzten Bank hört normale Sedimentation vollkommen auf: erst hier, also über der *Martelli*-Zone ist dieser Zustand erreicht, der in den *Transversarius*-Schichten

schon in der *Martelli*-Zone einsetzt. Die süddeutsche Faunenmischung fehlt in Nordwestdeutschland.

Ohne zu einer wirklich ausgesprochenen Sedimentationsunterbrechung zu kommen — außer in Franken und im Aargau — geht der Ornatentonzyklus ziemlich unmittelbar in den eben besprochenen der Grenztone und Heersumer Schichten über. In Süddeutschland ist die zweite Absenkung nur ganz gering, eigentlich nur ein Nachklang zu dem Ornatentonzyklus; die Fazies wird allmählich kalkreicher, wenn wir Ornatentone und Grenztone als Einheit betrachten, und geht ganz allmählich in die der *Transversarius*-Schichten über. Ähnlich geht auch in Norddeutschland der *Ornatum*-Zyklus anscheinend allmählich in den Heersumer Schichten-Zyklus über. Die Grenzbank mit Phosphoriten, Muscheltrümmeranreicherung usf. konnte z. B. Löwe (**49**) im Wesergebirge nicht auffinden. Die Fazies ist in Nordwestdeutschland von vornherein weniger tonig, mehr sandig und glimmerig.

Die beiden Zyklen, die sich wohl trennen lassen, bilden im Grunde genommen meiner Ansicht nach eben doch eine Einheit, indem erst in den *Transversarius*-Schichten der Sedimentationszyklus als Zyklus der Sedimentation wirklich abgeschlossen ist. Der Absenkungsruck, der die Ornatentone einleitet — auch das entspricht den Erfahrungen bei dem Zyklus der *Impressa*-Mergel — ist nicht ein einziger und einzelner plötzlicher Ruck, sondern klingt noch lange nach. Diese nachklingende Bewegung scheint hier sogar noch einmal einen kleinen Ruck aufzuweisen. Kompliziert wird das Gesamtbild nur durch die Verhältnisse in Franken und im Aargau, die der Entwicklung des schwäbischen Beckens eigentlich widersprechen, und überhaupt der tektonischen Entwicklung ausgesprochener Meeresbecken, wie sie nach dem bisherigen zu denken wäre. Diese widersprechenden Verhältnisse werden unten noch besprochen werden.

Festgehalten kann jedoch auch hier werden: eine ruckartige Absenkung im Becken und eine ruckartige Emporhebung der umliegenden Festlandsgebiete schafft das Bild des Sedimentationszyklus innerhalb der Becken.

Aktive Hebung ist mit Sicherheit nur nachzuweisen im Aargau, und kann vielleicht angenommen werden in Franken — beide Gebiete gehören aber nicht mehr zu dem eigentlichen schwäbischen Becken.

D. Der Zyklus des Weißen Jura Gamma.

Über der Ammonitenbreccie der obersten wohlgeschichteten Kalke beginnt ein neuer Zyklus der Sedimentation durch stärkere Tonablagerung. Schon die unteren Sutnerienschichten, die z. T. bis auf Haizmann (**34**) und später auch noch z. B. durch Grünvogel (**33**) u. a. zu β gerechnet wurden, unterscheiden sich durch ihren viel größeren Tongehalt von den eigentlichen wohlgeschichteten Kalken; die ausgesprochene Tonmergelablagerung setzt freilich erst etwas später ein in den oberen Sutnerienschichten. Die tonige Fazies hält nun durch das ganze mittlere γ ziemlich gleichmäßig an, und geht gegen oben allmählich in die kalkreicheren Ablagerungen des oberen γ über, und zwar wieder genau in der gleichen Weise, wie das bei den *Impressa*-Mergeln und den wohlgeschichteten Kalken der Fall ist: nämlich indem sich einzelne Kalkbänke einschalten, die sich schließlich dicht übereinander lagern. Im oberen γ folgt dann die Fossilanreicherung, teilweise sogar die Ammonitenbreccie, und in der Tuttlinger Gegend sogar die Faunenmischung.

Die fazielle Entwicklung ist genau die gleiche wie in dem Zyklus der *Impressa*-Mergel—Wohlgeschichtete Kalke, und dieselbe wie in dem Zyklus der Ornatentone bis *Transversarius*-Schichten, wenn dieser als einheitlicher Zyklus betrachtet wird. Nach den ganz ausgeglichenen Verhältnissen sowohl in der Erosion als auch in der Sedimentation, die sich in der Ammonitenbreccie der wohlgeschichteten Kalke ausprägen, ist im unteren γ sowohl Erosion als auch Sedimentation neu belebt. Dazu kommen noch die gleichen faunistischen Beziehungen, wie sie bei den *Impressa*-Mergeln beobachtet wurden: es treten reichlich neue Faunenelemente auf, vor allem in den Physodoceraten.

Gegenüber dem *Impressa*-Mergel-Zyklus ist dieser Zyklus jedoch etwas modifiziert, und zwar in der Art, wie er beginnt. Das scharfe plötzliche Eintreten der Tonfazies ist durch den Übergangshorizont der unteren Sutnerienschichten gemildert. Die stärkere Erosion, die zu tonreicheren Sedimenten führt, setzt nicht mit einem Schlage ein. Das kann bedingt sein

1. klimatisch,
2. tektonisch.

ad 1. Setzte die Bewegung mit einem einzigen kräftigen Ruck ein, so würden topographisch sofort die Bedingungen zu stärkerer Erosion geschaffen sein. Das Zusammentreffen einer arideren Klimaperiode mit diesem tektonischen Ereignis könnte dann einzig die Ursache sein dafür, daß trotzdem die Erosionskraft der Flüsse, d. h. die Zufuhr tonigen Materials durch Flüsse gering blieb. Diese Möglichkeit ist im Auge zu behalten, erscheint mir jedoch nicht besonders wahrscheinlich, da die klimatischen Verhältnisse bis zu einem gewissen Grade — und besonders in dieser Hinsicht — von den topographischen Verhältnissen beeinflußt werden, vgl. oben p. 172.

ad 2. Ist die Bedeutung der klimatischen Faktoren in diesem Punkte nicht besonders wahrscheinlich, so kommt als Ursache nur in Betracht, daß die topographischen Verhältnisse nicht so waren, daß die Erosionskraft der Flüsse sofort ziemlich gesteigert wurde, d. h. mit anderen Worten: die ruckartige Bewegung setzt nicht plötzlich ein, sondern wird durch einen geringeren Ruck erst eingeleitet, und die Hauptbewegung kommt erst etwas später.

Diese Tatsache würde der oben geäußerten Ansicht durchaus entsprechen, daß ein Ruck die Bewegung eines Zyklus zwar einleite, aber daß die gesamte Bewegung des Zyklus damit noch nicht abgeschlossen sei.

Das allmähliche Ausklingen der Bewegung führt zu einer allmählichen Ausgleichung der Verhältnisse, infolge der Denudation der Abtragungsgebiete und der Sedimentauffüllung der Sedimentationsgebiete. Gegen oben tritt der Ton mehr zurück, und schließlich hört auch die Kalkablagerung auf, wird zum mindesten sehr stark verlangsamt.

Wichtig für die Auffassung, daß keine aktive Hebung, sondern eben Ausklingen der Bewegung und damit auch schließlich Ausklingen der Sedimentation vorliegt, ist dieser Zyklus, insofern als die Sedimentationsunterbrechung sogar innerhalb des schwäbischen Beckens nicht gleichzeitig einsetzt. In der Tuttlinger Gegend tritt an der Obergrenze Faunenvermischung auf, wie in den *Transversarius*-Schichten im gesamten Gebiet, zwischen Zonen, die in dem übrigen schwäbischen Jura noch getrennt sind; das ist gerade die Gegend, wo auch die oolithische Fazies eine stärkere Verflachung schon von vornherein anzeigt, und wo das starke Wachstum der Schwammriffe durch den ganzen unteren und mittleren Malm

schon bedeutend größere Sedimentmächtigkeiten geschaffen hat als im übrigen schwäbischen Jura; dazu kommt noch, wenn wir an den Zyklus der Ornatentone bis *Transversarius*-Schichten denken, daß schon zu dieser Zeit der südwestliche Teil des schwäbischen Jura eine besondere Stellung einnahm, indem er vermittelte zwischen der absinkenden Tendenz des schwäbischen Beckens und der emporhebenden Tendenz im Aargau.

Es scheint als ob im Aaargau selber, in den Badener Schichten, die Zonenvermischung noch tiefer greife, wie im südwestlichen Schwaben. Doch sind hier genauere Untersuchungen abzuwarten.

Ähnlich wie gegen SW scheinen auch gegen O die Verhältnisse in diesem Zyklus an die des Ornatenzyklus zu erinnern. Schon weiter oben ist darauf hingewiesen worden, daß in Franken auch in diesem Zyklus kalkige Fazies vorherrsche. Die Verhältnisse im Profil von Aalen sind noch nicht genügend geklärt. Die Untersuchungen Nathan's (**51**) lassen eine gewisse Zonenvermischung vermuten, ohne daß freilich auf die tektonisch stark gestörten Verhältnisse am Ries ein zu großer Wert gelegt werden darf.

In großen Zügen scheint sich hier wie in den Ornatentonen das Bild herauszuschälen, daß der mittlere schwäbische Jura das Beckentiefste darstellte gegenüber dem südwestlichen Teil im Randen gegen das Aargau hin und gegenüber dem östlichen Teil in Franken. Wie im Randen und im Aargau tritt auch im nördlichen Franken (Streitberg) schon im unteren Malm die Riffazies auf; und auch im Gebiet des Nördlinger Ries geht die Schwammfazies sehr tief herab, während im mittleren schwäbischen Jura dieselbe erst verhältnismäßig spät auftritt. Der frühe Beginn der Dolomitfazies in Franken (**22**) darf vielleicht in der gleichen Richtung ausgedeutet werden.

Ein Vergleich dieses Zyklus mit Nordwestdeutschland ist nicht mit der Genauigkeit möglich, wie es wünschenswert wäre. Er soll trotzdem versucht werden auf der Grundlage, die im stratigraphischen Teil gegeben wurde.

In großen Zügen finden wir die Faziesentwicklung auch in Norddeutschland wieder, indem im Unterkimmeridge mehr mergelige und tonige, im Mittelkimmeridge mehr kalkige Gesteine vorherrschen. Die Entwicklung im einzelnen ist aber von einer Mannigfaltigkeit, die es kaum gestattet, einen genaueren Vergleich durchzuführen. Die Schwierigkeiten, die sich schon im Korallen-

oolith zeigten, treten hier gesteigert auf. Die Topographie des nordwestdeutschen Beckens ist der Fazies zufolge eine sehr lebhafte und mannigfaltige, als Vorbote der kimmerischen Faltung.

Im Unterkimmeridge treten verhältnismäßig gleichmäßig Mergel und Tone auf. Das bedeutet ganz entsprechend den süddeutschen Verhältnissen eine Belebung der Sedimentation gegenüber den Verhältnissen der *Humeralis*-Schichten. Doch aber war das Ausmaß der Bewegungen nur ein ganz geringes. Schon im Unterkimmeridge treten ab und zu einzelne Fossilbänke auf, und zwar ziemlich regellos. Oolithe zeigen ebenfalls die verhältnismäßig große Flachheit an.

Der mittlere Kimmeridge ist im allgemeinen etwas härter. Doch besteht auch hier ein großer Wechsel. Am Selter treten mächtige Mergel auf. Dazu sind auch die Mächtigkeiten ziemlich große, bis 80 m im Wesergebirge. Wohl treten dazwischen einzelne Fossilbänke auf, *Virgula*-Bänke oder Gastropodenbänke usf., die für eine kurze Periode lokal mehr oder weniger das Aufhören der Sedimentation anzeigen. Von einer größeren und allgemeinen Sedimentationsunterbrechung jedoch kann nicht gesprochen werden. Der bis 80 m mächtige Schichtkomplex des Mittelkimmeridge entspricht ja einem nur 2—3 m mächtigen Komplex im Ober-*y* Schwabens! Trotz der Sedimentationsunterbrechung in Schwaben kann da höchstens von einer verhältnismäßig raschen Sedimentation in Norddeutschland die Rede sein. Denn wie die Entwicklung der Fauna zeigt, kann die Unterbrechung der Sedimentation in Schwaben nicht besonders lang gewesen sein.

Daneben stehen aber nun am Deister z. B. nur 7—8 m mächtige sandige harte Kalke, das ganze Mittelkimmeridge also hier sehr stark reduziert. Während die ruckweise Absenkung in dem einen Teil vollkommen verwischt ist und durch eine mehr oder weniger gleichmäßige Absenkung verdrängt ist, wie es z. B. aus den Verhältnissen am Wesergebirge und am Selter und Ith hervorgeht, fehlt in anderen Gebieten überhaupt eine nennenswerte Absenkung — am Deister ist auch der Unterkimmeridge stark reduziert in seiner Mächtigkeit —. Nur in den ganz groben Zügen läßt sich eine ähnliche Zyklusentwicklung noch erkennen. Die normale tektonische Entwicklung des Epikontinentalbeckens wird durch die allmählich einsetzende Wirksamkeit der kimmerischen Faltungsphasen mehr und mehr überdeckt.

Ganz kurz ist so die Zyklenentwicklung im unteren und mittleren Malm zu deuten versucht worden. Es ergibt sich zusammenfassend allgemein:

Gleichsinnig absenkende Bewegung in den Beckengebieten,
Gleichsinnig emporhebende Bewegung in den Denudationsgebieten.

Die gleichsinnig absenkende Bewegung, ebenso wie die gleichsinnig emporhebende dauern lange Zeiträume an, einerseits charakterisiert als Sedimentationsräume, andererseits als Abtragungsgebiete. Die Bewegungen sind als epirogen zu bezeichnen. Wichtig ist nun die Beobachtung, daß diese epirogenen Bewegungen nicht gleichmäßig verlaufen, sondern ruckartig. Es scheint sich das als ziemlich allgemeine Regel zu bestätigen, wie das ja Kraus (**41**, **42**) in der Molasse des bayrischen Allgäu und an den Terrassen in Ostpreußen nachweisen konnte, wie das letzten Endes auch aus den sehr wohl markierten Strandlinien in bestimmten Niveaus in Skandinavien hervorgeht. Auf die Unstetigkeit der Bewegung hat ja Pompeckj schon hingewiesen (**59**). Der zyklische Aufbau in den Sedimenten ist auch sonst sehr allgemein verbreitet, so daß Arbenz die zyklische Sedimentation sogar als die normale der Epikontinentalmeere bezeichnen konnte. Einschränkend muß freilich gesagt werden, daß eine zu weit gehende Verallgemeinerung vorläufig nicht am Platze sein kann, ehe nicht die Einzelanalyse an einer größeren Anzahl von Beispielen durchgeführt ist. Daß ein größerer Faktorenkomplex für dieses Phänomen in Frage kommt, geht schon aus den kurzen Andeutungen, die oben gegeben wurden, hervor. Dementsprechend kann auch in den einzelnen Fällen die Ursache eine ganz verschiedene sein.

Von dem allgemeinen Schema der ruckweisen Absenkung, wie das aus den besprochenen Zyklen hervorgeht, mußte schon oben eine Ausnahme ausgeschieden werden, bei der aktive Hebung die absinkende Bewegung unterbrochen hat, im Aargau. Da für Frebold das allgemeine Schema mit diesem einen Ausnahmefall übereinstimmt, erhebt sich die Frage: Ist ein derartiger Wechsel von Senkung und Hebung charakteristisch nur für bestimmte Gebiete, während gleichsinnige Senkung trotzdem die Becken charakterisiert? Ist diese episodische Hebungserscheinung im Aargau ein einzelner Fall, oder wird dadurch die tektonisch-paläogeographische Entwicklung im Aargau überhaupt charakterisiert? Be-

stehen bestimmte Gesetzmäßigkeiten zwischen Gebieten, die nur periodische Absenkung aufweisen, und solchen, die auch Hebungen haben? Die Beantwortung dieser Fragen ist entscheidend für die Auffassung des gesamten Phänomens der Sedimentationszyklen als eines tektonischen Problems, sie sollen daher etwas ausführlicher im folgenden besprochen werden.

4. Die Barrengebiete.

A. Das Aargau und die Stellung seines Jura zu dem des Schwäbischen Beckens.

Die Sonderstellung des Aargau, die sich in der Hebung zur Zeit der *Lamberti*-Schichten in Schwaben äußerte, ist nicht nur kurz episodisch, sondern charakterisiert das Aargau während des gesamten Jura.

Die Absenkung der Transgression der Psilonotenschichten fehlt im Aargau. In der Gegend von Gelterkinden (**14**) folgen die Arietenschichten unmittelbar über dem Rät. In der Gegend der Schambelen bei Baden sind die rein marinen Psilonotenschichten durch die berühmten Insektenmergel vertreten. Auch die Äquivalente der Angulatensandsteine Schwabens treten im Aargau etwas mehr zurück. Erst mit den Arietenschichten folgen Verhältnisse, die genau den schwäbischen entsprechen. Doch auch hier noch sind die Mächtigkeiten etwas geringere. Erst verspätet tritt die Senkung, die zur Juratransgression führt, hier auf. Der obere Teil des Unterlias ist ziemlich normal — im schwäbischen Sinne — ausgebildet. Dagegen ist der mittlere Lias sehr stark reduziert. Der gesamte Schichtkomplex des mittleren Lias ist auf wenige Zentimeter mächtige Mergel zusammengepreßt. Die einzelnen Horizonte lassen sich stellenweise nicht einmal trennen. Teile des mittleren Lias scheinen überhaupt zu fehlen. Alles in allem auch hier wieder deutliche Hebungserscheinungen zur Zeit der Sedimentation der Tone und Mergel des mittleren Lias in dem schwäbischen Becken[1]. Die Posidonienschiefer zeigen keine wesentlichen Unterschiede gegenüber Schwaben, auch die *Opalinus*-Tone nicht. Dagegen der mittlere und obere Dogger. Es würde zu weit führen,

[1] Vgl. hierzu auch die Ausführungen Pratje's in „die Juratransgression im Bereiche von Schwarzwald und Vogesen". Eine paläogeographische Studie. Frankfurt 1924.

im einzelnen die Verhältnisse zu verfolgen. Buxtorf hat auf Blatt Gelterkinden (**14**) die Verhältnisse an Hand schöner Profile klargestellt. Vergleichend stratigraphisch hat M. Mühlberg[1] den Schweizer Dogger bearbeitet. Es muß hier genügen, darauf zu verweisen. Die Sonderstellung des Lias ergibt sich auch im Dogger wieder, hier nicht so klar, da auch in Schwaben und überhaupt den ausgesprochenen Beckengebieten der Dogger eine Zeit allgemeiner Verflachung zu sein scheint. Für die Ornatentone und die folgenden Horizonte ist es schon oben dargelegt worden. Bemerkenswert ist es, daß die große Absenkung der Effinger Schichten die Sonderstellung wieder verschwinden läßt. Doch scheint sie in den Badener Schichten in starker Zonenvermischung wieder deutlich zum Vorschein zu kommen.

Reduktion der Schichten, Zonenvermischung, die Anzeichen sehr starker Verflachung gegenüber dem schwäbischen Becken, mit anderen Worten Hebungstendenzen, treten im Aargau durch den gesamten Jura hindurch auf. Sie treten freilich nicht regelmäßig stets auf, sondern nur in bestimmten und zwar anscheinend nur in den Horizonten mit überhaupt geringerer Absenkung, während in den Zeiten stärkerer Absenkungstendenzen auch das Aargau mindestens ebenso stark ergriffen wird.

Die Sonderstellung des Aargauer Jura zeichnet sich nicht allein in den kurz angedeuteten Erscheinungen ab, sondern in einer anderen paläogeographischen Erscheinung, auf die ich mindestens ebenso viel Wert legen möchte: der Aargauer Jura, und sogar weiter gegriffen der Schweizer Jura zum großen Teil stellt durch den gesamten Jura hindurch eine Faziesgrenze dar.

Das südschweizerisch-südfranzösische Becken ist in der gesamten Ausbildung seines Jura von der des schwäbischen Beckens ziemlich verschieden. Nicht nur faziell, sondern auch faunistisch zeigt sich das sehr klar. Es genügt, wenn ich hier auf die faunistischen Verschiedenheiten hinweise im mittleren Lias zwischen Schwaben und dem Rhonebecken (vgl. die verschiedenen Arbeiten von Monestier[2] usf.). Es genügt, wenn ich auf die schon alte Fazies-

[1] L. c. p. 22, Anm. 1.

[2] Vgl. Monestier, Sur la stratigraphie paléontologique de la zone *δ Am. margaritatus* dans la région Sud-Est de l'Aveyron. Bull. soc. géol. France. 4. sér. **13**. 1913, ferner Monestier, Sur le Lias moyen de la région Sud-Est de l'Aveyron. Mém. soc. d. lettres, sciences et arts de l'Aveyron, 1915 und andere

unterscheidung zwischen raurazischem und argovischem Faziesbezirk hinweise. Vgl. z. B. die gute Fazieskarte bei Heim (**35**). Dieselbe ist dort nur für den Malm ausgezeichnet. Infolge der Schwamm- und Korallenfazies, der Nerineen-, *Diceras-* usw. Fazies sind die Faziesverhältnisse im Malm mannigfaltiger. Dieselben Faziesgrenzen, insbesondere faunistisch, gehen auch im Lias und Dogger durch dieses Gebiet. Wegen der eintönigen Fazies sind sie weniger in die Augen fallend, insbesondere im Lias. Doch schon im Dogger bilden sich schroffere Verhältnisse heraus; ich erinnere an den Hauptrogenstein, der bis ins Aargau nach N reicht, und dort allmählich auskeilt, während er gegen S und SW immer mehr Horizonte in seine Fazies einbegreift [1]. Ganz deutlich wird das besonders im untersten Malm: Ornatenton—Grenzton-Fazies, Eisenoolithfazies und schließlich *Renggeri*-Tone-Terrains à chailles. Diese Faziesgrenze — im Malm bezeichnet durch die *Diceras-*, Nerineen-, Pholadomyen-Korallenkalke — zieht sich vom nördlichen Schweizer Jura gegen das französische Zentralplateau. Im N bzw. NO schließt das schwäbische Becken, im S das südfranzösische (Rhone-)Becken an mit den Ammonitenkalken von Crusol usf.

Das Bestehen dieser Fazies- und Faunenscheide durch die gesamte Zeit des Jura hindurch, ohne daß sie jemals durch die Sedimentation ausgeglichen wurde, zeigt deutlich, daß diese Scheide sich aktiv tektonisch immer wieder neubildete, infolge besonderer Hebungstendenz.

Die Sonderstellung während des Jura scheint dieses Gebiet auch schon vorjurassisch einzunehmen. Im Buntsandstein haben wir hier Abtragungsgebiet (vgl. die Kartenskizzen bei **43**). Im Muschelkalk scheint sich die Grenze allerdings zu verwischen. Doch im Keuper berichtet R. Lang (**43**) von sehr starker Mächtigkeitsabnahme sämtlicher Horizonte des mittleren und oberen Keuper gegen das Aargau zu, und das Auskeilen einiger Horizonte im Aargau überhaupt. Im Rhät ist nach Ehrat (**24**) das Aargau Land geblieben.

Arbeiten von demselben vor allem in Bull. soc. géol. France, ferner Beurlen: Über einige neue und seltene Ammoniten aus dem Lias δ des schwäbischen Jura. Centralbl. f. Min. usw. 1924.

[1] Mühlberg, M., Über die Beziehungen des Hauptrogensteins der Schweiz zum Dogger im benachbarten schwäbischen Faziesgebiet. Oberrhein. geol. Ver. 1898.

All diese Daten lassen eigentlich nur eine Deutung zu: das Vindelizische Land. Durch die eingehenden Untersuchungen R. Lang's und die neuerlichen Zusammenstellungen W. Pfeiffer's (**55**) ist das vindelizische Gebirge als Denudationsgebiet für den Keuper ganz eindeutig nachgewiesen. Infolge der starken Denudation während des Keupers und der Absenkung der jurassischen Transgression verschwand es, wenigstens großenteils. Daß es auch noch während des Jura lange Zeit wenigstens teilweise als Landbarre bestehen geblieben ist, das hat Pompeckj gezeigt (**56**). Erst im Bathonien wurde im O die Landbarre durch die Regensburger Straße durchbrochen. Im W wurde sie schon viel früher überflutet, schon im Muschelkalk tritt eine Meeresverbindung nach SW auf, die das vindelizische Land durchbrach. Wenn die Annahme richtig ist — und sie ist die naheliegendste —, daß das vindelizische Gebirge im SW mit dem französischen Zentralplateau zusammenhing, so mußte jede Meeresverbindung mit Südfrankreich das vindelizische Gebirge durchbrechen. Als Denudationsgebiet, als Land war es im SW seit dem Muschelkalk nicht mehr vorhanden. Die Bedeutung als paläogeographisches Element behielt es sicher noch bei, eben da es als alter Gebirgsrumpf tektonisch anders reagieren mußte. Erst neuerdings hat aus zoogeographischen Gründen W. Lange (**45**) auf die Bedeutung des vindelizischen Rückens hingewiesen, als Grenzgebiet zwischen Tethys und germanischem Jura.

Während das vindelizische Gebirge in seinem Verlaufe nördlich der heutigen Alpen in der Molassemulde des Allgäu tief versunken ist, haben wir in diesem westlichen Teil zwar keine unmittelbaren Reste desselben, es ist auch hier tief unter Sedimentgesteinen des Mesozoikums vergraben, doch aber zeigen diese Ablagerungen deutlich die Bedeutung des Gebirges auch nach seiner Überflutung, da sie schon vor der alpinen Faltung abgelagert wurden, und nicht erst im Zusammenhang mit der alpinen Auffaltung; sie zeigen deutlich seine Einflüsse auf die Tektonik, da dieselbe noch nicht überdeckt ist, durch die jüngere große Faltung. Und aus diesem Grunde sind diese Ablagerungen besonders wichtig.

Als submarine Barre trennt das alte vindelizische Gebirge das südfranzösische und das schwäbische Becken. Und als alter Gebirgsrumpf ist diese submarine Barre tektonisch aktiv und erhält sich durch die ganze Entwicklung des Jura hindurch. Die Hebungs-

tendenzen in diesem Gebiet, im Gegensatz zu dem schwäbischen Becken, mit seiner ausgesprochenen senkenden Tendenz, sind die Folge der besonderen tektonischen Stellung des Gebietes. Die Sonderstellung, die in der Entwicklung der Zyklen im Aargau gegenüber Schwaben sich zeigt, widerspricht der obigen Annahme durchaus nicht, daß die tektonische Entwicklung innerhalb des Beckens eben durch Absenkung ohne Hebung gekennzeichnet ist. Der Aargauische Jura gehört nicht in das schwäbische Becken, gehört überhaupt in kein Becken, sondern in ein Barrengebiet zwischen zwei Becken.

B. Der Fränkische Jura und die Gammelsfelder Barre.

Auch beim fränkischen Jura konnten wir etwas von den schwäbischen verschiedene Verhältnissen feststellen, wenngleich eine ausgesprochene aktive Hebung nicht ganz sicher nachzuweisen ist. Besteht auch beim fränkischen Jura eine bestimmte Gesetzmäßigkeit in einer solchen Sonderstellung? Und ist eine solche auch hier, wie bei dem Schweizer Jura mit der tektonischen Eigenart des Gebietes zu erklären?

Die Transgression des Liasmeeres zur Psilonotenzeit scheint in Franken noch im allgemeinen sehr beschränkt gewesen zu sein. Wie in der nördlichen Schweiz folgt auch hier die eigentliche Transgression erst später, in der Angulatenzeit. Gegenüber der Nordschweiz besteht ein wesentlicher Unterschied insofern, als hier die Küstengebiete an der böhmischen Masse sehr nahe lagen, so daß großenteils grobklastische Gesteine vorherrschen, im Gegensatz zu der Nordschweiz, wo wir eine submarine Barre zwischen zwei Becken vor uns hatten, also in Landferne. Der untere Lias ist großenteils sandig ausgebildet. Schon in der Gegend von Aalen treten sandige Komponenten in den Arietenkalken lokal ziemlich reichlich auf. Der obere Unterlias und der Mittellias ist stark reduziert in Franken. Die *Am. margaritatus*-Zone fehlt fast ganz. Neumayr hatte seinerzeit angenommen, daß Meeresströmungen, die von N her durch Franken gegen Schwaben hin verliefen, das Material im fränkischen Jura an der Ablagerung verhindert hatten. Eine derartige Möglichkeit kann bis zu einem gewissen Grade diese Tatsache erklären, rechnet aber doch mit den Faktoren der

Paläogeographie zu wenig, wie sie heute erkannt sind. Schon Pompeckj (**56**) zeigte, daß „sowohl der Gesteinscharakter als auch die kümmerliche Entwicklung des Quenstedt'schen Lias β und γ in den ... fränkischen Gebieten auf Küstennähe und Küstenschwankungen" hinweist und „darauf, daß eine nach Ort und Zeit ungleichmäßige Überflutung eines breiten flachen Küstengürtels stattgefunden habe". Seit vollends Brandes (**9**) erkannt hat, daß schon vom unteren Lias an die hessische Landbrücke als trennende Barre zwischen Norddeutschland und Süddeutschland wirksam ist, muß die Ansicht Neumayr's noch mehr an Wahrscheinlichkeit verlieren. Größere sedimentliefernde Strömungen müßten durch dieselbe aufgehalten worden sein. Wir haben im wesentlichen in Franken auch wieder die Erscheinung wie im Aargau, daß die Zeit des mittleren Lias eine Zeit der Hebung darstellt, wie die Zeit der ersten Liastransgression ebenfalls. Erst die Costatenschichten sind in Franken mächtiger wieder ausgebildet, und zwar ziemlich tonig, viel mächtiger als in Schwaben. Es besteht hier gerade das umgekehrte Verhältnis wie sonst. Während die den Margaritatenschichten folgenden Costatenkalke in Schwaben mehr oder weniger das Ende des Zyklus, eine ausgesprochene Sedimentationsunterbrechung und Verflachung bedeuten, beginnt in Franken hier erst eine Eintiefung, die zur Sedimentation führt. Diese Absenkung war jedoch nur ziemlich periodisch. Es folgt über ihnen zunächst, wie v. Huene auf Grund der Ichthyosaurier nachweisen konnte (**37**), ein Hiatus: der schwäbische untere Ölschiefer fehlt im fränkischen Jura. Erst der mittlere und obere ist wieder vorhanden.

Der untere Dogger beginnt wie im Aargau und wie in Schwaben mit dem *Opalinus*-Ton, der von großenteils sehr mächtigen Eisensandsteinen der Ludwigienschichten überlagert ist, ganz entsprechend wie in Schwaben. Die Absenkung, die den Dogger einleitete, war allgemeiner Natur. Bemerkenswert ist die, besonders am Ostrand des fränkischen Jura große Mächtigkeit der Eisensandsteine. Es liegt hier vor der böhmischen Masse ein ausgesprochener Strandwall gröberer Sedimente. Der mittlere Dogger ist wieder sehr stark reduziert, verschiedene Zonen des schwäbischen Jura fehlen überhaupt (**65**, **18**). In der Regensburger Gegend fehlt der gesamte mittlere Dogger (**56**). Das entspricht genau den Verhältnissen des Aargau, wo sich die Ablagerungen zwar sämtliche finden — ein Unterschied, der die notwendige Folge davon ist, daß im

einen Fall eine submarine Barre zwischen zwei Becken vorliegt, im anderen ein Küstengebiet an einer Festlandsmasse—, wo sich aber gerade der Charakter der Faziesscheide, ähnlich wie im mittleren Lias besonders stark herausbildet.

Auch die Makrocephalenschichten sind in ihrer Mächtigkeit ziemlich reduziert. Die folgenden Horizonte sind schon besprochen.

Schon vom Bathonien an öffnet sich die Regensburger Straße (**56**). Der wirkliche Umschwung der Dinge folgt jedoch erst später, als mit dem untersten Malm die Absenkung erneut stärker einsetzte. Schon oben ist auf vereinzelte Formen in den *Transversarius*-Schichten hingewiesen worden, die nach Mähren weisen. Die große Transgression der Dogger—Malm-Wende verwandelt den fränkischen Jura von einem Küstengebiet in ein küstenfernes. Über Mähren und Böhmen stellt sich eine Verbindung mit dem Baltikum her. Doch aber behält der fränkische Jura seine Sonderstellung gegenüber dem schwäbischen Jura. Das stärkere Vorherrschen mehr kalkiger Sedimente, die Fazies des Frankendolomites, der frühe Beginn der Schwammfazies, das alles sind Tatsachen, auf die schon oben hingewiesen wurde. Größere Flachheit gegenüber Schwaben scheint das fränkische Jurameer durchweg charakterisiert zu haben, erst im obersten Malm, der hier jedoch nicht mehr interessiert, verschieben sich diese Verhältnisse, wie die durch Schneid (**79**) bekannt gewordenen Ablagerungen der tithonischen Kalke von Neuburg a. D. zeigen. Und später hat ja der fränkische Jura sogar während der Kreide Meeresbedeckung, die offenbar im schwäbischen Jura fehlte [1]. Bekannt sind ja die Kreideablagerungen von Regensburg.

Diese Tatsache der Meeresbedeckung zur Kreidezeit im fränkischen Jura bekommt eine besondere Beleuchtung dadurch, daß auch in dem schon besprochenen Gebiet des Schweizer Jura, also ebenfalls einem Barrengebiet, im obersten Malm und in der unteren Kreide anscheinend eine tiefere Meeresbedeckung auftrat als vorher, während um diese Zeit das eigentliche Becken allmählich über den Meeresspiegel emporgehoben wurde, nämlich das schwäbische Becken.

---

[1] Vgl. Lehner, Die Gliederung der fränkischen albüberdeckenden Kreide. Centralbl. f. Min. usw. 1924.

Die gleichen Besonderheiten, die der Schweizer Jura gegenüber dem schwäbischen Becken, zeigt auch der fränkische Jura, mit deutlichen Hebungstendenzen während der ganzen Juraperiode. Unterschiede bestehen nur insofern als hier nicht von vornherein ein Barrengebiet zwischen zwei Meeresbecken vorlag, sondern ein breiter Küstensaum an der böhmischen Masse. Vom obersten Dogger an wandelt sich auch dies Gebiet in eine typische Barre um, die das mährisch-böhmische Becken vom schwäbischen trennt. Über die flache Barre hinweg besteht eine Faunenverwandtschaft.

Ist die Sonderstellung des fränkischen Jura ebenso wie die des Schweizer Jura in einer schon früher bedingten Sonderstellung in tektonischer Hinsicht bedingt, oder liegt ein einfacher Ausnahmefall vor, der den Ergebnissen der Entwicklung der Becken widerspricht?

Ein einfacher Blick auf die Karte zeigt die Beziehungen zur alten böhmischen Masse, sowie zum vindelizischen Land. In südwestlicher Richtung zog nach G. Wagner während des oberen Muschelkalks die Nordgrenze des vindelizischen Landes von der böhmischen Masse quer über das Gebiet des fränkischen Jura hinweg gegen das Bodenseegebiet hin. Es handelt sich dabei allerdings nur um nicht meerbedecktes Gebiet, ohne daß etwas ausgesagt ist über den Verlauf des eigentlichen vindelizischen Gebirges. Während des Keupers liegt nach R. Lang der Nordrand des vindelizischen Gebirges bedeutend südlicher, und dieser Nordrand darf vielleicht als der im großen ganzen entsprechendere bezeichnet werden, da es sich hier nur um den Unterschied von Abtragungsgebiet und Ablagerungsgebiet handelt, während es sich beim Muschelkalk um den Unterschied zwischen Land und Meeresbedeckung handelt, der als solcher noch nicht mit dem Verlauf der Gebirgszüge zusammenfällt, zum mindesten ein viel weniger sicheres Abbild gibt als eben die einfache Beziehung zwischen Abtragungs- und Ablagerungsraum. Wenn auch manche Anzeichen dafür sprechen können, daß das vindelizische Gebirge ursprünglich sich etwas weiter gegen N erstreckte, so muß doch gesagt werden, daß dieser nördliche Teil sich im Verlauf der Trias dann mindestens in ein Beckengebiet, bzw. in Senkungsgebiet verwandelt hätte (vgl. **13**). In der Obertrias muß das Gebiet des schwäbisch-fränkischen Jura

durchaus schon als typisch sinkendes Sedimentationsgebiet betrachtet werden.

Das Gebiet des fränkischen Jura unmittelbar mit dem vindelizischen Gebirge in Verbindung zu bringen, und es infolgedessen als tektonisch aktiver zu bezeichnen, ist demnach nicht ohne weiteres zulässig. Doch scheint mir ein anderes tektonisches, zum mindesten paläogeographisches Element wesentlich zur Beurteilung dieser Frage, die Gammelsfelder Barre. Auf das Vorhandensein einer submarinen Barre, die bei der ersten Transgression jeweils erst etwas verspätet der Transgression zum Opfer fiel, haben Vollrath (**87**) im Wellengebirge und G. Wagner (**88**) im Hauptmuschelkalk hingewiesen. Diese Barre verläuft von dem Würzburger Mainknie über Rothenburg und Gammelsfeld südlich gegen das Nördlinger Ries zu. Während des gesamten Muschelkalks bewahrte sie durchaus ihre Konstanz, und erweist sich schon dadurch als tektonisch aktiv gegenüber dem absinkenden Muschelkalkbecken. Ob sie schon im Buntsandstein vorhanden war, ist nicht festzustellen, wenn auch der Verlauf der Ostgrenze des Hauptkonglomerats darauf hinzudeuten scheint. Im Keuper verschwindet sie vollkommen, nur im unteren Teil des Keuper scheint sie, soweit die gerade in den in Betracht kommenden Gebieten ungünstigen Aufschlüsse zu erkennen geben, wenigstens noch angedeutet zu sein. Im Ries fehlen Auswürflinge, die älter sind als der Stubensandstein. „Vor der Stubensandsteinzeit muß also das Riesgebiet, wie schon im Muschelkalk, einen nördlichen Vorsprung des vindelizischen Landes gebildet haben" (**55**). Im übrigen läßt sich, besonders weiter im N, wo ja die eigentliche Keuperlandschaft erst auftritt, an dieser Faziesscheide des Muschelkalks keinerlei Faziesgrenze feststellen, auch im unteren Keuper nicht, es sei denn, daß im O die einzelnen Ablagerungen grobkörniger sind, da sie der böhmischen Masse näher liegen. Eine feste Grenze in dem fraglichen Gebiet besteht jedoch nicht. Wenn der Vorsprung der Gammelsfelder Barre überhaupt vorhanden war, so nur als ein kleiner Vorsprung von viel geringerer Ausdehnung als während des Muschelkalks.

Der über das Gebiet des Nördlinger Ries gegen das Würzburger Mainknie vorziehende Vorsprung des vindelizischen Gebirges, der im Muschelkalk als konstantes paläogeographisches Element deutlich vorhanden war, verschwand mehr und mehr im Keuper, zugunsten einer gleichmäßigen Absenkung im süddeutschen Sedi-

mentationsbecken. Mit der Rhättransgression hebt sich diese Barre plötzlich wieder deutlicher hervor (**24**), „ein gewiß bemerkenswerter Konservatismus eines paläogeographischen Elementes, das sich auch fernerhin noch im Jura bemerkbar macht" (**36**). Pfeiffer (**55**) will zwar die Ehrat'sche Konstruktion der Halbinsel zwischen fränkischem und schwäbischem Becken nicht anerkennen, und gibt auch manche Tatsachen an, die vielleicht auf eine etwas geringere Ausdehnung der Halbinsel schließen lassen, aber doch die Unregelmäßigkeiten der Schichtfolge zwischen oberem Keuper und unterem Lias im Nördlinger und Aalener Gebiet nicht erklären können. Daß Rhätablagerungen hier primär oder vielleicht — das kommt letzten Endes auf das gleiche heraus — auch sekundär fehlen, wenigstens im Süden, das läßt sich nicht leugnen[1]. Größere Bodenbewegungen im Rhät sind ja auch von anderen Gegenden schon erkannt und beschrieben worden (**84**, **67**). Wie hier bei der Gammelsfelder Barre, so ist es ja auch beim Schweizer Jura, nämlich daß die Bedeutung dieser Barre mit der Rhätzeit wieder etwas stärker betont wird. Es ist dies die Zeit der altkimmerischen Faltung, die sich freilich in stärkeren orogenetischen Faltungen in Deutschland nicht ausgewirkt hat, aber doch in schwächeren Bodenbewegungen, wie schon Stille zeigte (**84**). Und besonders neuerdings hat Brinkmann wieder auf die kritische Zeit des Rhät hingewiesen (**13**), als einer Zeit des Umschwungs der epirogenen Bewegungen. „Es gewinnt den Anschein, als ob gerade durch sehr schwache Orogenesen eine grundsätzliche Umstellung des Bodengefüges besonders erleichtert wird." Die altkimmerische Phase des Rhät schafft eine besondere Betonung der schon in der Trias angedeuteten Gammelsfelder Barre.

Ein infolge der altkimmerischen Tektonik stärker betontes Element des vindelizischen Gebirges, das auch früher schon gelegentlich zu erkennen war, stellt die Gammelsfelder

[1] Auch Rüger weist nachdrücklich im Gegensatz zu Pfeiffer auf die Notwendigkeit der Annahme der Gammelsfelder Barre als trennender Barre zwischen dem fränkischen und dem schwäbischen Sedimentationsbecken während des Rhät hin, wobei Rüger die Ausdehnung derselben sogar noch bedeutend größer annimmt als Ehrat, indem er sie im NW mit dem Odenwald—Spessartmassiv in Verbindung treten läßt (Rüger, Versuch einer Paläogeographie der süddeutschen Länder an der Trias—Jura-Wende, Verh. d. nat.-hist. med. Ver. z. Heidelberg. N. F. **15**. 1924. p. 114 f. u. p. 164).

Barre dar. Der fränkische Jura ist dadurch von dem eigentlichen schwäbischen Becken getrennt, ein nur verhältnismäßig schmaler Streifen zwischen der böhmischen Masse und der Gammelsfelder Barre, ein Streifen, der selber erst verhältnismäßig jung sich dem süddeutschen Senkungs- und Beckengebiet angegliedert hat. Die Sonderstellung des fränkischen Jura gegenüber dem schwäbischen Becken ist so durchaus verständlich, die Tatsache eines breiten, ganz flachen Küstenstreifens von verschiedentlich wechselnder Meeresbedeckung, wie das schon Pompeckj ausgedrückt hat, die Tatsache der starken Reduktion sämtlicher Horizonte bis zum Malm bezw. dem oberen Dogger, wo die Verbindung gegen O sich öffnet, wird von dieser Voraussetzung aus sogar zu einer notwendigen Folge.

Und als die Verbindung mit dem O — mährischer und böhmischer Jura usf. — offen war, da war es weniger das Gebiet zwischen Franken und Mähren—Polen, das die Faunenscheide darstellte, sondern vielmehr die Gammelsfelder Barre, die die östlichen Elemente in Schwaben teilweise verspätet auftreten ließ. *Card. alternans* tritt in Franken nach Dorn (**19**) schon in den *Transversarius*-Schichten auf. Die *„Ringsteadia Salfeldi"* Dorn's ist eine typisch böhmische Form, die, in Franken anscheinend verhältnismäßig häufig, in Schwaben fehlt. *Pelt. Uhligi* weist ebenfalls gegen O, wie auch die Perisphincten der *Transversarius*-Schichten, so viel sich nach den Angaben Dorn's heute schon beurteilen läßt. Die Ammonitenfauna der schwäbischen *Transversarius*-Schichten weist dagegen mehr gegen SW, nach der Fauna des Schweizer Jura. *Pelt. transversarium* z. B. tritt in den Birmensdorfer Schichten auf und im schwäbischen Jura und fehlt im fränkischen.

Die Sonderstellung des fränkischen Jura mit der andersartigen tektonischen Entwicklung gegenüber dem schwäbischen Becken ist somit auch durch ältere tektonische Züge bedingt, die Franken scharf vom schwäbischen Becken trennen.

C. Die Hessische Landbrücke.

Für den Schweizer und den Fränkischen Jura, die in der Entwicklung ihrer Zyklen ein vom schwäbischen Becken verschiedenes Bild aufweisen, haben wir die Ursache in einer andersartigen tektonischen Stellung erkannt. Für die Beurteilung der paläogeo-

graphischen Entwicklung des schwäbischen Jurabeckens, wie überhaupt für die paläogeographische Entwicklung des Weißen Jura, in Deutschland, ist die Kenntnis noch zwei weiterer Barrengebiete notwendig, die ganz kurz noch besprochen seien.

Als trennende Barre zwischen dem süddeutschen Jura und dem nordwestdeutschen Jura hatte schon Pompeckj (**58**) die hessische Landbrücke erkannt, nachdem schon früher v. Seebach auf die faunistischen Unterschiede zwischen süddeutschem und norddeutschem Jura hingewiesen hatte (**83**). Während sie sich schon frühzeitig im Jura bemerkbar machte, will sie Pompeckj als trennende Barre erst vom oberen Dogger an als sicher begründet annehmen. Tatsächlich sind auch die faunistischen Unterschiede erst von diesem Zeitpunkt an bedeutendere. Nach den Untersuchungen von Brandes (**9**), die in dieser Hinsicht auch Frebold (**29**) bestätigt, läßt sich aber schon vom unteren Lias an eine sehr starke Einengung der Meeresverbindung zwischen Nord- und Süddeutschland feststellen, die sich in der *Bifer*-Zeit sogar zu einer geschlossenen Landbrücke verstärken soll. Wenn damit auch nicht gesagt ist, daß eine geschlossene Landbrücke vom unteren Lias an dauernd bestanden habe — für die Parkinsonierzeit „muß die Verbindung zwischen beiden Meeresteilen recht offen genannt werden" (**2**) nach der faunistischen Übereinstimmung — so macht sie sich doch von nun an immer wieder bemerkbar.

Diese Landbrücke faltet sich als Schwelle wie die Gammelsfelder Barre ebenfalls erst zur Zeit der altkimmerischen Gebirgsbildung auf. Während sie in ihrem tieferen Untergrund ebenfalls durch ältere Gebirgsfaltung bedingt ist, verschwindet sie in der altmesozoischen Absenkung des germanischen Beckens vollkommen. Während des Buntsandsteins und des Muschelkalks haben wir in diesem Gebiet sogar großenteils das Muldentiefste zu suchen, vgl. Brinkmann (**13**). Es ist sehr bemerkenswert, daß gerade dieses Gebiet des Muldentiefsten in der altkimmerischen Phase als schwach angedeutete Falte sich emporhebt und einen der wichtigsten Züge des paläogeographischen Bildes der mesozoischen deutschen Geosynklinale im Sinne Stille's bildet.

D. Das Schwarzwald-Vogesen-Barrengebiet.

Das Schwarzwald—Vogesen-Massiv lag während des Jura tief. Es war zweifellos vom Meere überflutet, wie aus den einzelnen

Schollen hervorgeht, die im Rheingrabenbruch erhalten geblieben sind, und ebenso aus Juragerölle, in der schwäbischen Nagelfluh, die nur aus dem Schwarzwald gekommen sein können. Die nördliche Fortsetzung dieses Massivs zieht gegen das alte Ardennenfestland. In der Lothringer und in der Kraichgausenke ist dieses Gebiet abgesenkt, doch bestand diese Quersenke zur Jurazeit offenbar noch nicht. Auch dieses Gebiet schließt sich an das Schwarzwald-Vogesenmassiv an. Außer in den beiden genannten Senken und den kleinen isolierten Schollen im Rheingraben ist von dem Jura dieses Gebietes nichts erhalten geblieben. Doch aber läßt die naturgemäß lückenhafte Kenntnis des dortigen Jura die Stellung desselben erkennen.

Ehrat (**24**) zeichnet für die Rhätzeit eine Insel im Schwarzwald-Vogesenmassiv, die Pfeiffer (**55**) ebenso wenig wie die Halbinsel der Gammelsfelder Barre gelten lassen will. Doch aber muß auch Pfeiffer eine Mächtigkeitsabnahme des Keuper gegen den Schwarzwald hin zugeben, was für eine gewisse besondere Bedeutung dieses Gebietes schon während des Keupers spricht. Rhät ist allerdings bekannt aus dem Kraichgau (**67**) und ist von Pratje (**61**) aus der Gegend von Freiburg beschrieben. Dagegen bestehen im Kraichgau innerhalb des Rhät Diskordanzen (**67**), die Rüger auf stärkere Bodenbewegungen schließen lassen. Ob es sich in der Freiburger Gegend um unteres oder oberes Rhät handelt, ist nicht bekannt, sicher ist, daß die Psilonotenschichten fehlen, daß also ebenfalls Unregelmäßigkeiten der Schichtfolge vorhanden sind (**60**). In Lothringen folgen über dem Rhät sofort die *Johnstoni*-Schichten (**40**). Die Diskordanz der altkimmerischen Phase ist im ganzen Gebiet nachgewiesen. Es ist für die vorliegende Frage belanglos, ob das Rhätmeer episodisch den Schwarzwald überflutet hat oder nicht — als wahrscheinlich muß es zugegeben werden —, wichtig ist nur, daß die altkimmerische Gebirgsbildung sich auch in diesem Gebiet ausgewirkt hat in deutlich feststellbaren Bodenbewegungen.

Für den Ablauf des Jura selbst ist es charakteristisch, daß sowohl im Breisgau (**60**), als auch im Kraichgau (**67**) der mittlere Lias stark reduziert ist, was genau den Verhältnissen in den schon besprochenen Barrengebieten entspricht. Für den Dogger fehlen leider genaue Daten.

In Lothringen ist der mittlere Lias zwar ziemlich mächtig

entwickelt, doch zeigen sich im Fehlen der *bifer-oxynotum*-Schichten im Gegensatz zu Schwaben und Nordwestdeutschland deutlich aktive Hebungstendenzen, während die beiden Becken absinken. Frebold hat das als Spezialundation innerhalb des Lias β auffassen wollen (**29**), ich glaube aber, daß hier nicht eine episodische Erscheinung vorliegt, sondern eben die andere tektonische Bedingtheit dieses Gebietes im Gegensatz zu den Becken. Das gleiche prägt sich sehr schön aus an der Lias—Dogger-Grenze, wie das Klüpfel zeigen konnte (**40**). Die gleiche Sonderstellung zeigt sich in den Eisenoolithen des unteren Dogger, die den *Opalinus* Tonen der Beckengebiete entsprechen, ferner in der starken Reduktion des mittleren Dogger.

Nicht allein die lückenhafte Ausbildung zeigt deutlich die Sonderstellung des Gebietes, sondern noch viel klarer die Tatsache, daß hier tatsächlich eine Scheide vorliegt zwischen zwei Becken, einerseits dem nordfranzösischen und andererseits dem süddeutschen und zwar sowohl in faunistischer als auch in fazieller Hinsicht. Am besten zeigen das die Worte Klüpfel's, wohl des besten Kenners des Lothringer Jura (**40**): „Schon heute läßt sich für den Dogger eine östliche Tonprovinz (Westfalen, Hannover, Schwaben) und eine westliche Kalkoolithprovinz trennen. Die Scheidelinie verbindet die Untiefe des Schwarzwaldkammes und der nördlichen Vogesen mit dem Ardennenfestland“ [1].

[1] Wetzel will allerdings im Gegensatz zu dem Ausgeführten und dem oben angegebenen Zitat Klüpfel's für das Bathonien die Scheidelinie zwischen dem westlichen und dem östlichen Becken etwas weiter nach W verlegen. „Vielleicht muß man das südliche der beiden Becken — Schwaben und Nordfrankreich — wiederum in einen westlichen und östlichen Abschnitt gliedern, aber nicht etwa durch eine schwarzwäldisch-vogesische Inselgruppe, sondern durch jene südost—nordwestliche Untiefe Rollier's zwischen Morvan-Massiv und Hunsrück, die u. a. der Schauplatz der von Klüpfel geschilderten unruhigen Sedimentationsverhältnisse war“ (Palaeontogr. **65**. 1924. p. 239). Im Prinzip ändert sich dadurch an dem oben Gesagten nichts. Vom Schwarzwald—Vogesen-Massiv ist allerdings die Entwicklung des Jura im einzelnen nicht kontrollierbar; doch sprechen die Verhältnisse während des Rhät und des Lias im Breisgau (**60**) und im Kraichgau (**67**) für eine ganz entsprechende Entwicklung, wie in „jener südost—nordwestlichen Untiefe zwischen Morvan-Massiv und Hunsrück“, auch im Schwarzwald-Vogesengebiet. Das Barrengebiet, das ich vom Ardennenfestland im N zu dem vindelizischen Rücken—Zentralmassiv im S in ungefähr nordsüdlicher Richtung ziehend angenommen habe, wird durch

E. Die zyklische Entwicklung in den Barren- und den Beckengebieten.

Aus dem im Vorhergehenden Gesagten ergibt es sich ohne weiteres, daß für die tektonische Entwicklung, d. h. für die Zyklenbildung zwei Gebiete prinzipiell zu unterscheiden sind, die Barrengebiete und die Beckengebiete. In den Beckengebieten besteht, wenigstens im unteren und mittleren Malm, nur absenkende Bewegung, die ruckweise verläuft. Aktive Hebung fehlt. Eine solche ist dagegen vorhanden in den Barrengebieten. Die Entwicklung ist in den letzteren daher eine lückenhaftere, die Zyklenbildung ist stärker betont. Nach den Zusammenstellungen des Vorhergehenden kommt dieser Gesetzmäßigkeit eine allgemeinere Bedeutung wenigstens für den Jura zu.

Mit diesen Ergebnissen steht die Ansicht von Frebold in Widerspruch, der aktive Hebung auch in den Beckengebieten annimmt als Ursache für den zyklischen Aufbau der Sedimente. Ausführlich ist dies bis jetzt für den Lias β von Frebold dargelegt worden, während es für den mittleren Lias bis jetzt andeutungsweise gezeigt wurde (**30**).

Für die *bifer*-Zeit besteht tatsächlich der Unterschied zwischen dem Lothringer Gebiet und den Beckengebieten, indem dort die Absenkung der Becken fehlt. Ist der zyklische Aufbau tatsächlich nur durch die Annahme aktiver Hebung zu erklären im Lias β?

Die Sedimentmächtigkeiten sind allerdings viel geringere als sie in den oben näher betrachteten Fällen waren, so daß nach ihnen ebensowohl eine aktive Hebung angenommen werden kann. 3—4 m in Süddeutschland und 12—15 m in Norddeutschland für die *bifer*-Schichten, für die *Turneri*-Tone 15—20 m in Süddeutschland und mehr als 20 m in Norddeutschland. Diese Mächtigkeiten können nach einem größeren Absenkungsdruck keine wesentliche Verflachung herbeiführen. Es muß aber berücksichtigt werden, daß die liassischen Tone im allgemeinen, wie aus der Erhaltung der Fossilien großenteils und aus der Schieferung der Tone hervorgeht, in ihren ursprünglichen Mächtigkeiten nicht mehr erhalten sind,

---

die Erweiterung Wetzel's im Prinzip durchaus bestätigt, im einzelnen nur etwas erweitert, wodurch seine Bedeutung noch betont und unterstrichen wird. Vgl. dazu die Arbeit Wetzel's noch im einzelnen, ferner die Arbeiten Klüpfel's.

sondern sehr stark zusammengedrückt wurden. Wie groß das Ausmaß dieser Zusammendrückung gewesen ist, läßt sich natürlich nicht feststellen, doch kann rein theoretisch der Volumverlust unter der Last der darüber abgelagerten Sedimente unter Umständen ein recht beträchtlicher gewesen sein, da die Tone wohl ursprünglich sehr stark wasserhaltig waren. Wie stark die Zusammenpressung sein kann, das zeigen die Posidonienschiefer mit den vollkommen plattgedrückten Ichthyosauriern usf.[1] Wenn die Verdrückung auch nicht überall dieses Maß erreicht hatte, so zeigt dieses Beispiel doch, daß der Umstand zu berücksichtigen ist. Und bei Mächtigkeiten von 20 m fällt eine stärkere Zusammenpressung immerhin ins Gewicht.

Dazu kommt noch ein weiterer Punkt: die Bedingungen der Sedimentation und der Beischaffung des Sedimentmaterials. Schon oben ist gezeigt worden, daß die Sedimente nicht allein von der Wassertiefe, sondern viel mehr noch von klimatischen Faktoren und von den Bedingungen der Abtragung beeinflußt sind. Es handelt sich im Lias gegenüber dem Malm viel mehr um kleinere flache Becken, die gegeneinander mehr abgeschlossen sind, als im Malm. Über die Abtragungsgebiete ist nichts bekannt. Es muß jedoch berücksichtigt werden, daß mit dem Umschwung von dem großenteils terrestrischen Keuper zu dem großenteils marinen Jura ein wesentlicher Klimaumschwung Hand in Hand gegangen ist, und zwar vor allem durch Humiderwerden des Klimas, infolge der bedeutend größeren Wasserfläche. Das bedeutet einen Umschwung zu reicherem Pflanzenwuchs und zu chemischer Verwitterung. Dieser Umschwung mußte zunächst eine Verlangsamung der Abtragung zur Folge haben, solange stärkere Hebungen in den Abtragungsgebieten nicht einsetzten. Schon dieser Grund könnte unter Umständen die geringere Mächtigkeit im Lias be-

[1] Gerade auf Grund der verdrückten Ichthyosaurier hat ja Hennig (Über *Ptycholepis bollensis*, Württ. Jahresh. 1918), eine Verdrückung der Posidonienschiefer auf $\frac{1}{10}$ ihrer ursprünglichen Mächtigkeit berechnet. Die Größenordnung, mit der man unter Umständen zu rechnen hat, geht aus diesem Beispiel hervor. Wenn eine solch starke Zusammendrückung wohl auch selten sonst wird erreicht worden sein, so ist immerhin z. B. bei den stark geschieferten Amaltheenschichten doch ein wesentliches Maß der Verdrückung anzunehmen. Die Mächtigkeiten des Lias unterscheiden sich von diesen Gesichtspunkten aus gar nicht mehr so stark von denen des Malm, dessen Gesteine ihrem ganzen Habitus nach viel weniger zusammengedrückt worden sind.

dingen. Die Bewegungen wären dann im Lias nur geringer als später z. B. im Malm.

Besonders beweisend für Frebold war jedoch das gleichzeitige Aufhören der Sedimentationszyklen, wie es sich aus dem Abbrechen der Ammonitenlinien ergebe. Das Abbrechen verschiedener Ammonitenlinien an einer Emersionsfläche ist wohl charakteristisch für den Zyklus der *Turneri*-Tone, kommt aber, auch bei der Übernahme der genetischen Verhältnisse der Liasammoniten nach Frebold sonst nicht vor, außer im oberen Lias (*Jurensis*-Mergel), wie mir Herr Dr. Frebold persönlich mitzuteilen die Güte hatte [1]. Für die Amaltheen hat ja Frebold z. B. selbst dargelegt, daß sie von einer Form der Davoeikalke sich unmittelbar herleiten (**27**). Die Faunenführung der Raricostatenbank bei Frebold z. B. ist nach seinen Angaben genau die gleiche in den liegenden, wie in den hangenden Tonen. Das Abbrechen der Ammonitenlinien kann demnach zum mindesten nicht als allgemeinere Erscheinung zunächst betrachtet werden, stellt vielmehr für den unteren Lias β einen Spezialfall dar.

Wenn das abrupte gleichmäßige Abbrechen verschiedener Ammonitenlinien nach den *Turneri*-Tonen den Gedanken nahelegt, daß diese Erscheinung durch äußere Ursachen bedingt ist, so ergibt sich aus dem übrigen Tatsachenmaterial nicht ohne weiteres die Annahme entsprechender wiederkehrender Verhältnisse, da die Entwicklung der Fazies auch durch andere Verhältnisse bedingt sein kann. Faunistisch ist nur in dem einen Fall eine Verdrängung des Meeres nachzuweisen, insofern als die Stammlinien der Ammoniten plötzlich abbrechen. In sämtlichen anderen auch von Frebold beschriebenen Fällen gehen die Stammlinien über die Emersionsfläche hinweg. Trotz den Einwänden Klüpfel's (**40**) kann ich zum mindesten nach den Verhältnissen in Schwaben keinerlei Anzeichen für eine Trockenlegung und nachträgliche Neuüberflutung finden. Möglich, daß in dem Lothringer Lias die Verhältnisse andere sind — hier handelt es sich ja, wie oben gezeigt, um ein Barrengebiet. Im übrigen wendet sich Klüpfel nur gegen eine „tief submarine Entstehung der Emersionsflächen", gegen die im allgemeinen „der Gesamtcharakter der Ablagerungen, der Fauna, die Erosionswirkungen, die Geröllbildungen, die Wellenfurchen,

[1] Nach bis jetzt noch unveröffentlichten Untersuchungen Heidorn's.

die außerordentlich flächenhafte Verbreitung der Erscheinung, die lokalen oder durchgehenden Schichtlücken, die nachträglichen Verbiegungen von Emersionsflächen sowie deren Übergang in echte Transgressions- und Regressionsflächen an der Küste" sprechen soll (**40**). All diese angeführten Tatsachen sind ebensowohl charakteristisch für eine stärkere Verflachung, wie sie durch Sedimentationsauffüllung sich herausbildet, oder sogar noch charakteristischer als für aktive Emporhebung über den Meeresspiegel. In den flachen Senken, die sich da gebildet hätten, müßten irgendwelche Sumpfablagerungen, Torfablagerungen, Verwitterungserscheinungen usf. entstanden sein. Sollten dieselben durch die folgende Transgression regelmäßig vollkommen zerstört worden sein? Der einzige Punkt, der wirklich stichhaltig ist, das ist der der außerordentlich flächenhaften Verbreitung, die nach Frebold sogar absolut gleichzeitig ist.

Wenn überhaupt keine weitere Absenkung zunächst eintritt, so muß sich das gesamte Becken schließlich mit Sedimenten bis zur Obergrenze der Sedimentation auffüllen, die außerordentlich flächenhafte Verbreitung ist so auch ohne Hebung von vornherein gegeben. Für die Fälle des Malm, die besprochen wurden, ist die Grenze der Sedimentationsunterbrechung nicht gleichzeitig erreicht. Für die Fälle des Lias ist die Gleichzeitigkeit nicht zu erweisen. Die schon erwähnte Raricostatenbank des oberen β enthält nach Frebold genau die gleiche Fauna wie die unterliegenden und die folgenden Tone, nämlich *A. raricostatus*, *subplanicosta* und *armatus densinodus*. Innerhalb der Lebensdauer dieser drei Formen ist die Bank zeitlich nicht festzulegen. Was für die Herleitung der tektonischen Bodenbewegungen erst zu beweisen wäre, nämlich die Gleichzeitigkeit dieser Bank in den verschiedenen Gebieten, wird aber in Wirklichkeit als Voraussetzung für den stratigraphischen Beweis schon eingeführt.

Anders verhält es sich bei der Kalkbank im Hangenden der *Turneri*-Tone. *Am. Turneri* und ebenso *A. planicosta* brechen gleichzeitig ab. Die Fauna, die in den folgenden Tonen auftritt, schließt nicht an die vorhergehende an. D. h. die Fauna der *Turneri*-Tone ist durch äußere Umstände — starke Verflachung, Verdrängung des Meeres oder sonst irgendwelche lebensungünstigen Ereignisse — verdrängt worden. Die Unterbrechung des Lebens, die starke Verflachung dauert sehr lange an, und zwar mindestens

so lange, bis die vorher lebende Fauna nicht mehr vorhanden war, sondern ganz andere Formen. Erst nach dieser langen Pause trat die neue Absenkung und die neue Faunenzuwanderung ein. Innerhalb dieses großen Zeitraumes ist die Gleichzeitigkeit der Kalkbankbildung in keiner Weise sicher nachweisbar. Die Lücke der Sedimentationsunterbrechung ist hier größer als im Fall der *Raricostatus*-Bank und daher auch der Spielraum, in dem die Kalkbank sich gebildet haben kann, ein bedeutend größerer. Um welche Zeiträume es sich dabei handelt, das zeigt der Hinweis auf das Vorkommen des *Am. armatus densinodus* und *subplanicosta* z. B. unter und über der Raricostatenbank, dem Abschluß eines Zyklus.

Auch in diesem zweiten Fall ist die Tatsache der Gleichzeitigkeit nicht als solche erweisbar, sondern wird in die Voraussetzung des Beweises axiomatisch eingeführt. Für die Gleichzeitigkeit des Eintritts der Sedimentationsunterbrechung geben auch die Zyklen im unteren und mittleren Lias keinerlei Beweis. Dagegen konnte im Malm die Ungleichzeitigkeit des Eintritts derselben erwiesen werden.

Die Hebung des Meeresbodens schreitet stets, auch im Lias nur so weit fort, daß die Oberflächenwellen wirksam werden, d. h. daß eine weitere Sedimentation von nun an nicht mehr möglich ist. Dieser Zeitpunkt wird in dem getrennten Meeresbecken wohl nicht gleichzeitig erreicht. Durch die stets gleiche Obergrenze der Hebung des Meeresbodens bis wenig unter den Meeresspiegel, bis zur Grenze einer möglichen Sedimentation, wobei Anzeichen einer Emporhebung über den Meeresspiegel fehlen, sodann die Tatsache, daß die absolute Gleichzeitigkeit der Emersionsflächen, bzw. des Eintritts der Sedimentationsunterbrechung, überhaupt nicht erwiesen werden kann, es sei denn auf der Voraussetzung dessen, was erst bewiesen werden soll, nimmt den Beweis einer aktiven Emporhebung — zumal da ein Vergleich mit dem Malm ganz eindeutige Verhältnisse aufweist — seine Stichhaltigkeit.

Es folgt, daß auch die Zyklenentwicklung im Lias nach der Darstellung Frebold's sich in das Gesamtbild, wie es nach den Verhältnissen des Malm sich darstellt, sehr wohl einpaßt. Für Lothringen, das Barrengebiet, haben wir in der Spezialundation die aktive Hebung, während eine solche in den Beckengebieten nicht festzustellen ist, wo Spezialundationen bezeichnenderweise fehlen. Im mittleren Lias von Lothringen (**30**) sind die Verhält-

nisse besonders lehrreich. Lias *γ* ist verhältnismäßig wenig mächtig; dagegen sind die Amaltheenschichten ziemlich mächtig ausgebildet (**39**). Blättertone mit ungefähr 20 m Mächtigkeit, Fimbriatenschichten mit 12 m und die Ovoidenmergel mit rund 70 m, d. h. im ganzen eine Schichtfolge von ungefähr 100 m Mächtigkeit geht ziemlich allmählich und ohne scharfe Grenzen ineinander über, indem sie gegen oben allmählich kalkreicher werden. In diesem nach den Angaben Klüpfel's ganz einheitlichen Schichtkomplex hat Frebold nur auf Grund einiger kalkreicher Bänke vier Bewegungsrhythmen, und zwar einen dreimaligen Wechsel von Hebung und Senkung von der Größenordnung I feststellen wollen. Dabei sind keinerlei Anzeichen einer größeren Verflachung vorhanden als eben die Kalkbänke, die zudem in *Lytoceras fimbriatum* eine Form führen, die auf offene Verbindung nach der Tethys schließen läßt. Es genügt, auf die Tatsache hinzuweisen, daß die gleichmäßige Sedimentation zu einer Verflachung des Meeres um 100 m mindestens führen mußte. Ganz anders liegen die Verhältnisse südlich von Metz, wo nach Klüpfel (**39**) anstatt 70 nur 20 m Ovoidenmergel auftreten, und wo dieselben über einer ausgesprochenen Emersionsfläche liegen. Liegt hier die Möglichkeit einer Hebung des Meeresbodens noch vor? Ich glaube kaum. Eine primäre Verflachung des Meeresbeckens gegen S, gegen das Vogesenmassiv, führte bei der Sedimentation im südlichen Teile zu einer rasch eintretenden starken Verflachung der Wasserbedeckung, während im N die Sedimentation gleichmäßig weiter ging. Erst weitere Absenkungsbewegungen ließen dann auch im S die Sedimentation wieder beginnen.

Die allgemeine Beziehung zwischen der verschiedenen Entwicklung der Becken- und Barrengebiete besteht somit auch im Lias. Die Entwicklung der Zyklen ist bedingt durch ruckweises Absinken. Die Annahme aktiver Hebung ist nicht notwendig, großenteils sogar unwahrscheinlich. Bei aller prinzipiellen Übereinstimmung besteht aber doch ein großer Unterschied zwischen den Zyklen des Malm, die näher beschrieben wurden, und denen des Lias. Die Mächtigkeiten sind viel geringere im Lias. Die einzelnen Zyklen sind z. T. z. B. im Lias *β* viel schärfer gegeneinander abgegrenzt. Nach der Sedimentation der Tone folgt eine einzelne Kalkbank, mit der der Zyklus abschließt, während im Malm die mehr chemische Ablagerung der Kalke länger anhält. Im Ver-

gleich mit dem Malm sind im Lias die ruckartigen Bewegungen schärfer, als Einzelrucks stärker betont, die ausgleichende absinkende Bewegung scheint noch nicht daneben aufzutreten. Das Ausmaß der Bewegungen war ferner der Mächtigkeit der Sedimente zufolge im großen ganzen ein geringeres.

Die Zyklen des Lias und ebenso die des Malm bilden Episoden einer großen in sich geschlossenen Entwicklung, des Jura als Gesamtheit. Und nur im Rahmen des Ganzen kann auch der Teil verstanden werden. Festhalten können wir eines:

Zyklenbildung infolge ruckweiser Absenkung in den Becken und aktive Hebung in den tektonisch selbständigen Barrengebieten.

5. Die paläogeographische Entwicklung des schwäbischen Jurabeckens.

„Während des Zechstein und der Trias bestand die allgemeine Tendenz zum Wandern des Senkungsfeldes von N nach S in einer rheinischen Furche, die ... das Gebiet überdeckt, in dem wir heute vorzugsweise rheinische Brüche und Falten antreffen .... An der Wende Unter—Oberrhät fand eine unvermittelte Verschiebung des Beckentiefsten von S nach N statt .... Das Meer des Oberrhät rückte von England her vor und überflutete Nord- und Mitteldeutschland, während Süddeutschland zum brackisch kontinentalen Randgebiet gehörte .... Noch bis in den Lias und Dogger hinein machten sich die Nachwirkungen dieses Umschwungs geltend“ (**13**). Den Gegensatz in der paläogeographischen Entwicklung Deutschlands zwischen Trias und Jura hat Brinkmann mit diesen Worten klar formuliert. Die paläogeographische Entwicklung des Jura zeigt ganz andere Züge als die der Trias. Der gleichen Ansicht gab W. Lange (**45**) Ausdruck mit den Worten, daß „die Übereinstimmung der nordwestdeutschen Liasbildungen mit denen Englands und auch Frankreichs so groß“ ist, „daß wir uns diese Gebiete im wesentlichen als ein großes zusammenhängendes ... Nordmeer denken müssen“. Ferner ist es „höchst wahrscheinlich, das schwäbische Liasmeer als ein Annex an das so viel bedeutendere Nordmeer zu knüpfen“.

Mit dieser Auffassung ist zwar ein wesentlicher Zug der Paläogeographie des Jura aufgezeigt. Die Entwicklung des Jura ist in Nordwestdeutschland wenigstens im Lias und im Dogger wesent-

lich vollständiger als in Schwaben. Die Beziehungen zu dem englischen Jurameer sind enge. Demgegenüber scheint auf den ersten Blick das schwäbische Jurameer durch die hessische Landbrücke von N ge rennt, eine ähnliche Rolle zu spielen, wie im kleineren das weiter oben dargelegt wurde für die im Vergleich zum schwäbischen Becken sehr lückenhafte Ausbildung im fränkischen Becken, das durch die Gammelsfelder Barre abgetrennt war. Doch aber sind die Verhältnisse in dieser Weise nicht erfaßbar. Ohne von einem „recht häufigen Wechsel von Transgressionen und Regressionen" sprechen zu wollen, ist doch die Ansicht unabweislich, daß der ersten Liastransgression von N in Schwaben später eine weitere Transgression von S bzw. SW folgte, wie das zum mindesten im Lias notwendig angenommen werden muß nach der Fauna (vgl. **31**). Im Malm haben wir sogar in Nordwestdeutschland die verarmte Fauna eines abgeschlossenen Beckens, im Gegensatz zu Schwaben. Und trotzdem scheint im nordwestdeutschen Becken die Absenkungsbewegung wenigstens im mittleren Malm eine stärkere gewesen zu sein als im süddeutschen Becken.

Die Auffassung vom schwäbischen Jura als einem Annex an den nordwestdeutsch-englischen erklärt die paläogeographische Entwicklung des Jura ebenso wenig befriedigend wie die Verlagerung des Beckentiefsten vom S nach N.

Brinkmann hat gezeigt, wie nach der variszisch bedingten Sedimentation des Carbon und Rotliegenden mit dem Zechstein sich schlagartig ein neues paläogeographisches Element zeigt in der rheinischen Richtung (**12**). In einer weitspannigen Absenkung drang das Beckentiefste von N nach S (**13**). Unvermittelt bricht diese Entwicklung nach dem Unterrhät ab, das Beckentiefste verlagert sich nach N. Mit dem Oberrhät setzt eine neue Entwicklung ein, indem zwar das Meer, d. h. die epirogene Absenkung wieder von N vorstößt, jedoch nicht, wie die Andeutungen Brinkmann's vielleicht vermuten lassen könnten, die Entwicklung der Trias wiederholt mit einer allmählichen Verlagerung des Beckentiefsten nach S.

Der Absenkungsrhythmus der Trias ergriff das deutsche Becken einheitlich in einer gleichmäßigen Absenkungsbewegung der variszisch konsolidierten Gebiete. Die variszischen Gebirgszüge der deutschen Mittelgebirge waren lange Zeit sogar Beckentiefstes. Erhalten blieb allein das vindelizische Gebirge. Nur im SW in

der Quersenke, die auch für den Jura wieder wichtig ist, wurde das Gebirge durchbrochen und im Muschelkalk eine Verbindung nach Südfrankreich geschaffen, Teile des südlichen Schwarzwalds stellten nach Brinkmann zeitweise das Beckentiefste dar.

Mit der altkimmerischen Phase beginnt die neue Entwicklung. Nicht epirogene, sondern schwache orogene Bewegungen sind es, die sie einleiten und die die Hauptzüge der folgenden Periode bestimmen. Die Gammelsfelder Barre, ein schon altes Element, zum vindelizischen Gebirge gehörend, wird neu belebt und betont und schließt das fränkische Becken ab. Ebenso wird die vindelizische Barre selber im S neu belebt (Diskordanz an der Grenze Keuper—Lias im Aargau). Ferner werden die vorher tiefsten Teile der triassischen Geosynklinale als flache Antiklinalen emporgehoben: die hessische Landbrücke und das Schwarzwald—Vogesenmassiv. Der Solling, der durch besonders große Mächtigkeit des Buntsandsteins bekannt ist, funktioniert im Lias als Insel!

Diese Elemente beherrschen das Bild des Jura. Das einheitliche Becken der Trias ist nicht mehr vorhanden. Die Barrengebiete, die großenteils zwar submarin sind, stellen tektonisch selbständige Gebiete dar, wie im Vorhergehenden gezeigt wurde.

Die altkimmerische Gebirgsbildung belebt die variszische Tektonik wieder als eine posthume schwache Nachfaltung, wenigstens im Deutschen Triasbecken[1]. Das Meer der Trias bzw. eben der Senkungsraum der Sedimentation wird daher aus dem variszischen

[1] Von ganz anderen Gesichtspunkten ausgehend hat seinerzeit schon Brandes (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XLIII. 1919, „Die variszischen Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands") darauf hingewiesen, daß die „Rahmen" der „saxonischen Rahmenfaltung" Stille's, nicht wie es bei Stille den Anschein hat, vom Jura an unvermittelt auftreten, sondern daß dieselben vielmehr durch die variszische Tektonik vorgezeichnet und vorgebildet seien. Wenn Brandes auch für die jungkimmerische Faltung eine derartige Bedingtheit annimmt, so ist die variszische Beeinflussung in diesem Fall allerdings nur eine mehr äußerlich räumliche der an sich selbständigen Faltung zwischen labileren und stabileren Gebieten. Die Neubetonung und tektonische Neubelebung dieser „saxonischen Rahmen" in der altkimmerischen Tektonik muß dagegen als eine posthume Wiederbelebung variszischer Züge im eigentlichen Sinne betrachtet werden, die durch die triassische Epirogenese verdeckt waren. Ohne die deutliche Neubelebung dieser variszischen Grundzüge in der altkimmerischen Phase, durch die die einheitliche germanische Triasgeosynklinale in Einzelgeosynklinalen aufgeteilt wurde, wäre die jungkimmerische Faltung als „Rahmenfaltung" überhaupt nicht verständlich.

Gebiet nach N (England) und nach S (Tethys) verdrängt. Die schwach orogenetische Bewegung bedeutet gleichzeitig eine schwache Emporhebung des gesamten Gebietes. Nur zögernd schwach setzt die neue Absenkung wieder ein. Die Barrengebiete hinken noch nach. Die Abwärtsbewegung ist schwach, gleichsam noch im Widerstreit mit der vorausgehenden Hebungstendenz. Erst mit den Arietenschichten werden auch die Barrengebiete etwas verwischt durch die Absenkung. Im Lias β ist ein erster Höhepunkt erreicht. Die Senkung setzt sich im mittleren Lias fort, beschränkt sich aber mehr auf die eigentlichen Beckengebiete, in den Barrengebieten ist der mittlere Lias regelmäßig ziemlich reduziert. Dort scheinen Hebungsbewegungen aufzutreten. Dagegen ist die Absenkung in den Becken eine stärkere. Die scharf abgegrenzten Zyklen des Lias β verwischen sich im schwäbischen und ebenso auch im norddeutschen Becken mehr und mehr. In den Posidonienschiefern wird der endgültige Höhepunkt erreicht. Damit schließt der erste große Zyklus des Jura ab. In den *Jurensis*-Mergeln des oberen Lias treten weit verbreitet Schichtlücken auf, machen sich in weiter Verbreitung Hebungsbewegungen bemerkbar [1].

Eine allmähliche Steigerung der Senkungsbewegung, eine allmähliche Verwischung der scharf ruckartigen Bewegung in der Verwischung der Zyklen des mittleren und des oberen Lias, ein allmähliches Verwischen der erst angelegten durch Barren getrennten Becken infolge von Überflutung derselben charakterisiert den Lias und mit allgemein verbreiteten Hebungsbewegungen auch in den Becken schließt die Bewegung ab. Der ersten Transgression von N folgt schon im unteren Lias eine Transgression von S durch Überflutung des vindelizischen Rückens in der Aargausenke. In sich abgeschlossen bildet der Lias einen ersten großen Zyklus des Jura, charakterisiert durch die dunklen bituminösen Tone und Kalke als äußeres Zeichen der Betonung der einzelnen getrennten Becken, und durch die scharf betonten Zyklen als Zeichen für die noch schwache zögernde Absenkung.

Mit einem mächtigen Ruck setzt eine neue Bewegungsphase ein in den *Opalinus* Tonen, die in ihrer überall großen Mächtigkeit

[1] Vgl. p. 211, Anm. 1. Ferner die Auswaschungserscheinungen in dem obern Teil der Posidonienschiefer, die durch Hauff beschrieben wurden, und die Boller und Hammerstädter Ammonitenbreccie, die vielleicht hierher gehören.

nach den Hebungen des obersten Lias die Annahme einer starken Absenkung notwendig machen und in ihrem tonigen Material eine reiche Zufuhr terrigenen Materials, d. h. eine entsprechende Emporhebung der Denudationsgebiete. Wenn Krummbeck[1] zu dem fennoskandischen Kontinent glaubte greifen zu müssen, um die Herkunft der gewaltigen Tonmassen der *Opalinus*-Tone zu erklären, so scheint mir das etwas weit hergeholt und unwahrscheinlich, da die hessische Landbrücke doch immerhin ein Hindernis für den Transport darstellen mußte. Auch sehe ich nicht ein, weshalb sich die böhmische Masse als Denudationsgebiet nicht ebenso gehoben haben sollte, wie die fennoskandische. Die Fazies der *Opalinus*-Tone ist den liassischen Tonen noch sehr ähnlich. Die allgemeinen Verhältnisse scheinen sich zunächst noch ziemlich die gleichen geblieben zu sein. Die Ausdehnung des Meeres ist ja im großen auch nicht verändert. Die große Mächtigkeit der *Opalinus*-Tone — insgesamt fast ebenso mächtig wie der gesamte Lias — zeigt, daß die Verhältnisse sich jetzt viel länger gleich erhalten haben. Das Ausmaß der Bewegungen war ein stärkeres und vor allem neben der ruckartigen Absenkung setzt nun eine gleichmäßig absenkende Bewegung ein. Das zeigt deutlich die Obergrenze des Zyklus. Nicht eine wenig mächtige Kalkbank schließt denselben ab mit einer Emersionsfläche und Schichtlücke, sondern allmählich wird oben das Material sandiger grobklastischer. Eisenoolithe zeigen zwar eine Verflachung, eine Sedimentauffüllung an, die Mächtigkeit derselben aber macht es wahrscheinlich, daß die Senkung noch weiter geht. An der Obergrenze treten hin und wieder Trümmerbänke auf, die zeigen, daß die Verflachung weitere Fortschritte macht; doch erst die *Sowerbyi*-Schichten zeigen in Schwaben in den abgerollten und angebohrten Geröllen die eigentlichen Erscheinungen einer Sedimentationsunterbrechung.

Während diese erste starke Absenkung auch großenteils die Barrengebiete mit ergriffen hat — Lothringen anscheinend nicht —, ähnlich wie im unteren Lias (Lias β), folgt nun eine Periode im mittleren Dogger, die einen Fortgang der Senkung in den Beckengebieten erkennen läßt, jedoch gleichzeitig eine Einengung derselben, wie im mittleren Lias: in Franken und in Lothringen, großen-

[1] L. Krumbeck, Stratigraphische und biologische Studie über den untersten Dogger (Schichten mit *Lytoceras torulosum*) bei Hetzles am Leyerberg unweit Erlangen (Nordbayern). Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. **77**. Abhandl.

teils auch im nördlichen Aargau, ist der mittlere Dogger sehr reduziert. Charakteristisch ist in Schwaben die Faziesverteilung während dieser ganzen Periode, indem, wie das oben für den Malm schon gezeigt worden ist, im mittleren Teil des schwäbischen Jura mehr tonige und kalkige Fazies vorherrscht, während gegen W (Randen) und O (Bopfinger Gegend usf.) mehr oolithische und sandige Fazies vorherrscht, charakteristisch ist dies besonders schon im Dogger *β*.

Ausgesprochene Zyklenbildung ist nicht mehr deutlich zu erkennen, wenigstens nicht nach den vorläufigen Kenntnissen. Die Emersionsflächen des Lias sind durch mehr oder weniger mächtige Oolithbildungen ersetzt, die wohl eine periodisch erfolgte Verflachung noch erkennen lassen, aber doch daneben auch, wie schon die *Opalinus*-Tone wahrscheinlich machen, eine gleichmäßige Absenkung. Bezeichnend ist z. B. der bis 100 m mächtige Hauptrogenstein in der Schweiz. Wohl lassen die *Acuminata*-Trümmerbänke, der Crinoidenhorizont im Basler Tafeljura (Leuthardt) und ähnliche Erscheinungen periodisch eine Sedimentationsunterbrechung vermuten, aber doch sind die mächtigen Oolithablagerungen so einförmig, daß sie nur verständlich sind bei der Annahme stetiger Absenkung.

Im oberen Dogger folgt — ganz entsprechend wie im oberen Lias — der Höhepunkt der Absenkung in einer ziemlich gleichmäßigen Überflutung der Barrengebiete. Auf die engen Beziehungen zwischen Schwaben und Nordwestdeutschland zur Parkinsonierzeit (2) ist schon oben hingewiesen worden. Und mit der Makrocephalenzeit folgt der Beginn der großen Transgression nach O. Damit setzt der Wendepunkt ein. Die paläogeographische Entwicklung des zweiten großen Zyklus, des Dogger, schließt für Mitteleuropa damit ab. Einerseits der Höhepunkt der epirogenen Absenkung, andererseits weitgehende Verflachung und vielleicht auch Hebung. In weiter Verbreitung treten im süddeutschen Becken Eisenoolithe auf. Die Echinodermenbreccie der Dalle nacrée im südwestlichen Schweizer Jura bildet sich als Zeichen ausgesprochener Sedimentationsunterbrechung. In den Gebieten um das französische Zentralplateau fehlt großenteils die Ablagerung dieses Horizontes überhaupt.

Mit den Ornatentonen setzt eine neue Absenkung ein. Weite Gebiete gegen O werden neu überflutet. Die schon in der Makro-

cephalenzone angedeutete Entwicklung schreitet rasch weiter. In den schon vorher meerbedeckten Gebieten setzt die Bewegung wieder scharf ruckweise ein, zunächst auf die Beckengebiete beschränkt. Die Barrengebiete (Franken, Aargau, französisches Zentralplateau) weisen Schichtlücken oder zum mindesten starke Reduktionen der betreffenden Horizonte auf. Wie in den beiden vorausgehenden Großzyklen ergreift in allmählicher Steigerung die Absenkung auch die Barrengebiete und verwischt die einzelnen Becken vollkommen. Im oberen Oxford ist der Höhepunkt erreicht. Gleichmäßig sind weit die Mergel und Kalke der *alternans*-Zone und der Bimammatenschichten abgelagert. Sowohl im S gegen Mähren und Böhmen als auch im N im Baltikum greifen gleichmäßige Ablagerungen weit gegen O bis nach Zentralrußland nach Überflutung der westrussischen Insel.

Sind auch nach der Grenze von Dogger und Malm im süddeutschen Becken, abgesehen von der neugeschaffenen Verbindung gegen Mähren, die paläogeographischen Gesamtzüge dieselben geblieben — im mittleren Teil des schwäbischen Jura bleibt nach wie vor das Beckentiefste sicher nachweisbar —, so ist für den norddeutschen Jura dieser Wendepunkt durch die Herausgestaltung prinzipiell neuer Verhältnisse charakterisiert. Mit der Transgression gegen O verlagert sich auch, wie Brinkmann zeigen konnte, das Beckentiefste gegen O (**11**). Nach der Regression des Cornbrash (**11**) folgt die rasche Ostwanderung, die anscheinend auch hier ruckweisen Absenkungen zufolge ruckweise fortschreitet. Im oberen Oxford ist eine gleichmäßige Überflutung erreicht — der Höhepunkt der ersten Absenkung gleichzeitig wie im süddeutschen Becken. Die weitere Absenkung bedeutet kein Fortschreiten der Transgression — wie im Lias und Dogger folgt der ersten allgemeinen Absenkung eine schwache Einengung der Becken durch Beschränkung der folgenden Senkung auf die eigentlichen Becken. Dieselben sind aber nunmehr etwas nach O verlagert. Das nordwestdeutsche Becken zeigt die Fauna eines mehr oder weniger abgeschlossenen Beckens. Der Kimmeridge des nordostdeutschen Beckens enthält Faunenelemente böhmisch-schwäbischen Charakters und englischer Herkunft. Dem nordwestdeutschen Becken fehlen dieselben mit wenigen versprengten Ausnahmen. Die Antiklinale, die vom Harz gegen Helgoland hinzieht, scheint hier erstmals als trennende Barre schwach angedeutet, indem sie das nord-

westdeutsche Kimmeridgebecken vom Pommerschen — nordostdeutschen — Becken trennt.

Die mit den Ornatentonen beginnende neue Absenkung ergreift neue Gebiete im O. Der allgemeinen Absenkung folgt Einengung der sinkenden Bewegung in die eigentlichen Becken.

Das schwäbische Becken behält seinen bisherigen geographischen Charakter, doch schließt sich über eine Verbindung nach Mähren das polnische Becken an, das nach dem eisenoolithischen oberen Dogger nun im Oxford ebenfalls teil hat an der allgemeinen Absenkung.

Was den Charakter der Absenkung der Kimmeridgebecken betrifft, so genügt es, auf die ausführlichen Bemerkungen hinzuweisen, die oben gemacht worden sind. Das Ruckweise der Bewegung verschwimmt mehr und mehr und ist im Kimmeridge nur in dem regelmäßigen Fazieswechsel noch zu erkennen, ohne daß es zur Bildung von Emersions- und Aufarbeitungsflächen kommt. Die Beträge der Absenkung sind ziemlich bedeutend, da zu der ruckweisen noch die gleichmäßige Absenkung als sehr wesentlich und mitbestimmend kommt.

Im nordwestdeutschen Becken, das im Verlauf des Jura anscheinend am stärksten abgesunken war, verlieren sich die gleichmäßigen Verhältnisse, mit dem oberen Oxford. Der regelmäßige Sedimentwechsel des süddeutschen Beckens verschwindet im nordwestdeutschen mehr und mehr. Das Ruckweise der Bewegung ist vollkommen verdrängt im Kimmeridge. Dagegen zeigt die Fazies schon flache Antiklinalaufwölbungen als Vorläufer der jungkimmerischen Faltung[1]. Wie nach Abschluß der Trias das am tiefsten

[1] Interessant und theoretisch nicht unwichtig wäre eine genaue Untersuchung dieser im Oxford einsetzenden allmählichen Aufwölbungen, die ohne scharfe Grenze in die eigentliche Faltung überzugehen scheinen: orogene Auffaltung und epirogene Absenkung wären in dem gleichen Becken gleichzeitig nebeneinander. Das erinnert an Verhältnisse, wie sie durch Böttcher neuerdings aus dem westfälischen Kohlengebiet, allerdings in viel größerem Maßstab, beschrieben wurden (Sedimentpetrographie und Tektonik der Bochumer Mulde zwischen Dortmund und Bochum und das Problem der westfälischen Carbonfaltung, Glückauf, 1925). Böttcher versuchte dort an Hand der durch den Bergbau geschaffenen guten Aufschlüsse zu zeigen, daß die mächtige Auffaltung des Carbon ein langsam fortdauernder Fortgang während der epirogenen Einsenkung war. Auch an die Deckenembryonen der alpinen Geosynklinale könnte man denken, die sich

abgesenkte Gebiet Mitteldeutschlands zur hessischen Schwelle aufgewölbt wurde, so wird jetzt durch die jungkimmerische Faltung das im Dogger am tiefsten und stärksten abgesunkene nordwestdeutsche Becken betroffen.

Mit der jungkimmerischen Faltung schließt die Entwicklung des dritten großen Zyklus des Jura ab. Die Senkungsbewegung hört in den nicht gefalteten Gebieten allmählich auf, eine Tatsache, die mit dem Erfahrungssatze Stille's, daß orogene Zeiten die Zeiten allgemeiner Hebungstendenzen seien, durchaus übereinstimmt. Wichtig und interessant ist es, daß der Abschluß der jurassischen Sedimentation im süddeutschen Becken nicht durch ausgesprochene Hebungsbewegungen bedingt ist, sondern durch ein allmähliches Aufhören der Senkungsbewegung. Schon nach dem Sedimentationszyklus des Malm *y* folgt kein vollständiger Zyklus mehr. Es beginnt die neue Sedimentation sofort mit den Quaderkalken der *Pseudomutabilis*-Schichten. Zufuhr terrigenen Materials ist nur ganz gering. Die Quaderkalke sind tonärmer als die vorausgehenden Kalkhorizonte des Malm (*Transversarius*-Schichten, wohlgeschichtete Kalke, Ober-*y*). Die Riff-Fazies verbreitet sich immer gleichmäßiger. Es folgen die Massenkalke des

schon vom Mesozoikum an deutlich individualisiert herausheben („die heutigen Deckenstirnen stets Gebiete relativ geringerer Meerestiefe, Gebiete, die als langgestreckte untermeerische Rücken oder als Inselketten in weiten Bogen die mesozoischen Meere durchzogen, als mächtige Gewölbe großen Stiles, als Geantiklinalen", Staub, Der Bau der Alpen, p. 233). Wenn diese Deckenembryonen nach Stille (85) mit den orogenen Paroxysmen auch nichts zu tun haben, sollen, im Gegensatz zu Staub und Argand, wobei Stille insbesondere darauf hinweist, daß der kontinuierliche Übergang der Embryonalantiklinalen in die eigentlichen Deckfalten wegen der „allergrößten Lücken in der stratigraphischen Überlieferung" seit dem oberen Jura nicht erwiesen werden könne, so scheint mir gerade in dieser Tatsache der großen stratigraphischen Lücken ein Hinweis dafür zu liegen, daß die Aufwölbung der Antiklinalen seit dem Jura kontinuierlich weiterging, da ja gerade die fortschreitende Aufwölbung Sedimentation verhindern mußte. Der orogene Paroxysmus würde dann nur eine letzte Steigerung der „epirogenen" Aufwölbung bedeuten, wie das Argand betonte. Zum mindesten erscheint es mir — und gerade die Verhältnisse des Malm in Nordwestdeutschland haben mich darin bestärkt — notwendig, an einfach gebauten und gut erforschten Gebieten — wie eben dem saxonischen Faltungsfeld — möglichst exakt die räumlichen und zeitlichen Beziehungen zwischen derartigen „epirogenen" Antiklinalen und den „orogenen" Falten festzustellen, ehe in dieser Hinsicht ein zu scharfer Schnitt zwischen Epirogenese und Orogenese gemacht werden kann.

ε usw. mit nur ganz minimalem Tongehalt. Es bildet sich in dieser Schichtfolge ein ganz allmähliches Ausklingen des Absinkens ab und ein allmähliches Auffüllen des Beckens, das schließlich in den lagunären Bildungen der Plattenkalke seinen Abschluß findet. Gleichzeitig diesem allmählichen Aufhören der Senkung im süddeutschen Becken ist im nordwestdeutschen die Deister- und die Osterwaldphase (**15**).

Wie die schwache orogene Phase der altkimmerischen Gebirgsbildung, die neue Ära des Jura, so leitet die jungkimmerische Phase eine neue Ära mit neuen paläogeographischen Charakterzügen ein. Die Schichten des obersten Malm, die Münder Mergel, der Serpulit, ebenso das Wealden, das Obertithon, die Wolgaschichten, scheinen paläogeographisch eher die neuen durch die Faltung bedingten Verhältnisse der Kreide einzuleiten, als wie die Entwicklung des Jura abzuschließen.

Wie die Entwicklung des Zechstein-Triasbeckens „gewissermaßen zwischen zwei Wendepunkten, dem Beginn des Zechstein und dem Ende des Unterrhät ausgespannt" ist, so die Entwicklung des Jura, als einem paläogeographisch einheitlichem Zyklus zwischen den zwei Wendepunkten der altkimmerischen und jungkimmerischen Gebirgsbildung (Deister- und Osterwaldphase). Die paläogeographischen Grundzüge bleiben im wesentlichen in diesem Zeitraum konstant.

In gleichsinniger Steigerung folgen die drei Großzyklen des Jura — Lias, Dogger, Malm — aufeinander. Das primäre ist eine scharf ruckartige Absenkung, neben die dann verstärkend eine gleichmäßig absinkende Bewegung tritt, welch letztere im Malm das Gesamtbild mehr und mehr beherrscht und die ruckweise Bewegung überdeckt. Im Zusammenwirken der beiden Bewegungsarten dieser Entwicklung sehe ich das Zusammenwirken zwei verschiedener Bewegungsimpulse. Endogen tektonisch war das Ende der Triasentwicklung bedingt und rein endogen bedingt setzt der neue Bewegungszyklus mit scharfen Bewegungsrucks ein. Die Absenkung führt zu mehr und mehr sich steigernder Sedimentbelastung in den Meeresbecken und, sekundär dadurch bedingt, setzt nun allmählich eine isostatische Ausgleichsbewegung ein, absenkend in den Sedimentationsgebieten und emporhebend in den Denudationsgebieten, gleichsinnig und daher summierend und verstärkend die endogenen Bewegungstendenzen. Die scharfe

Zykleneinteilung des Lias verwischt sich mehr und mehr. Die Absenkungsbewegung im Malm ist fast ganz ausgeglichen. Und die Hebungstendenzen, die zum Abschluß der Bewegung überhaupt führen, während der jungkimmerischen Gebirgsbildung, führen nicht einmal mehr zu einer aktiven deutlichen Hebung, abgesehen von den Faltungen, sondern nur mehr zu einem allmählichen Auslöschen der isostatischen Absenkung, zu einem langsamen Ausklingen der Bewegung.

Was die Geologie des Diluviums ganz besonders schön zeigt, die wichtige Bedeutung der Isostasie, nicht zwar als primären tektonischen Faktor, aber doch als eines Faktors, der summierend steigernd, oder gegenwirkend, verzögernd die endogen bedingten und vorgezeichneten tektonischen Anlagen erst zu ihrer vollen Auswirkung bringt, das zeigt so auch die Analyse der paläogeographischen Entwicklung des Jura. Nicht e i n e Ursache allein, sondern das interferierende Zusammenwirken der verschiedenen Ursachen schafft die Vielfältigkeit des tektonischen — epirogenen — Bildes der paläogeographischen Entwicklung.

Literaturverzeichnis.

1. Bentz, A., Über Dogger und Tektonik der Bopfinger Gegend. Diss. Oberrh. geol. Ver. 1924.
2. — Die Garantienschichten von Norddeutschland mit besonderer Berücksichtigung des Brauneisenoolithhorizontes von Harzburg. Jahrb. preuß. geol. Land.-Anst. **45**. 1924.
3. Berckhemer, F., Neue Ammoniten aus dem oberen Weißen Jura Schwabens. Württ. Jahresh. 1922.
4. Bernauer, F., Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen. Diss. Heidelberg. 1920.
5. Beurlen, K., Die Gattung *Rasenia* im schwäbischen Jura. Centralbl. f. Min. usw. 1924.
6. — Über den *Perisphinctes bifurcatus*. Ein Beitrag zur Systematik der Perisphinctiden. Dies. Jahrb. Abt. B. Beil.-Bd. LII. 1925.
7. — Zur Systematik der Perisphinctiden. Centralbl. f. Min. etc. Abt. B. 1926.
8. — Die West-Ost-Wanderung der diluvialen Eiszeiten und die Polwanderung. Vortrag. Phys.-ökon. Gesellsch. Jahrg. 1926.
9. Brandes, Th., Die faziellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Eggegebirge mit einer Revision seiner Gliederung. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIII. 1912.
10. Brauns, Der obere Jura in Nordwestdeutschland. 1874.

11. Brinkmann, R., Der Dogger und Oxford des Südbaltikums. Jahrb. preuß. geol. Land.-Anst. **44**. 1924.
12. — Die rheinische Richtung im vorkimmerischen Süddeutschland. Göttinger Beitr. z. saxonischen Tektonik. Abh. d. preuß. geol. Land.-Anst. N. F. H. 95. 1925.
13. — Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. **78**. 1926.
14. Buxtorf, A., Geologie der Umgebung von Gelterkinden. Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz. N. F. 11. Liefg. 1901.
15. Dahlgrün, F., Tektonische, insbesondere kimmerische Vorgänge im mittleren Leinegebiete. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. **42**. 1923.
16. Dohm, B., Über den oberen Jura von Zarnglaff i. P. und seine Ammonitenfauna. Abh. a. d. geol. pal. Inst. d. Univ. Greifswald. **4**. 1925.
17. Dorn, C., Beiträge zur Stratigraphie der Grenzschichten vom Braunen zum Weißen Jura am Westrande der „fränkischen Schweiz". Sitz.-Ber. d. phys.-med. Soc. Erlangen. **48**. 1916.
18. — Zur Stratigraphie des mittleren und oberen Doggers in der Umgebung von Ebermannstadt (nördliche Frankenalb). Sitz.-Ber. d. phys.-med. Soc. Erlangen. **52/53**. 1920/21.
19. — Aspidoceraten des untersten Malms in der nördlichen Frankenalb. Oberrh. geol. Ver. N. F. **12**. 1923.
20. — Neue oder wenig bekannte Ammoniten aus dem unteren Malm der Frankenalb. Oberrh. geol. Ver. N. F. **12**. 1923.
21. Dorn, P., Das Auftreten der Gattung *Ringsteadia* Salf. im unteren Malm der nördlichen Frankenalb. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. **77**. 1925.
22. — Beiträge zur Geologie des Frankendolomits. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. **78**. 1926.
23. Engel, Th., Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 3. Aufl. 1908.
24. Ehrat, H., Die Rhätformation und Rhät-Liasgrenze in Schwaben. Diss. Tübingen. 1920.
25. Fischer, E., Geologische Untersuchung des Lochengebietes bei Balingen. Geol. pal. Abh. **11**. 1913.
26. Fischer, H., Zoneneinteilung im oberen Weißen Jura von Rottweil. Württbg. Jahresh. 1922.
27. Frebold, H., Phylogenie und Biostratigraphie der Amaltheen im mittleren Lias von Nordwestdeutschland. Niedersächs. geol. Ver. 1922.
28. — Ammonitenzonen und Sedimentationszyklen in ihrer Beziehung zueinander. Centralbl. f. Min. usw. 1924.
29. — Über zyklische Meeressedimentation. Tektonische, biostratigraphische und paläontologische Studien im Rahmen einer paläogeographischen Untersuchung des Lias β. M. Weg, Leipzig. 1925.
30. — Die stratigraphische Stellung des Lothringer Lias. 1. Teil: Lias β, γ und δ. Dies. Jahrb. Abt. B. Beil.-Bd. LIII. 1926.
31. — Zur Frage der epirogenen Bewegungen im unteren Jura Mesoeuropas und der für ihre Ableitung wichtigen stratigraphischen Unterlagen. Centralbl. f. Min. usw. Abt. B. 1926.

32. De Geer, G., Kontinentale Niveauveränderungen im Norden Europas. Petermann's Mitteilungen. 1912.
33. Grünvogel, E., Geologische Untersuchungen auf der Hohenzollernalb. Diss. Tübingen. 1914.
34. Haizmann, W., Der Weiße Jura γ und δ in Schwaben. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XV. 1902.
35. Heim, A., Geologie der Schweiz. **1**.
36. Hennig, E., Geologie von Württemberg nebst Hohenzollern. Borntraeger. 1923.
37. Huene, Fr. v., Die Ichthyosaurier des Lias. Borntraeger 1922.
38. Klüpfel, W., Die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geolog. Rundschau. **7**.
39. — Der Lothringer Jura. 1. Teil: der Lias. Jahrb. preuß. Landesanst. **39**. 1921.
40. — Die geologischen Verhältnisse im Süden von Metz. Kriegsschauplätze, H. 2. Lothringen von Kraus und Klüpfel. Bornträger. 1925.
41. Kraus, E., Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayrischen Allgäu. 1924.
42. — Die Quartärtektonik Ostpreußens. Jahrb. d. preuß. Landesanst. **45**. 1925.
43. Lang, R., Beitrag zur Stratigraphie des mittleren Keupers zwischen der schwäbischen Alb und dem Schweizer Jura. Geol. pal. Abh. 1910.
44. Lange, W., Die Psilonotenstufe und die Ammonitenfauna des untersten Lias Norddeutschlands. Jahrb. d. preuß. Landesanst. **44**. 1924.
45. — Zur Paläogeographie und Ammonitenfauna des Lias α nebst einer Revision der Nürtinger Psilonotenfauna. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. **77**. 1925.
46. Lehner, E., Geologie der Umgebung von Bretzwil. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lieferg. 47. 1920.
47. Loriol, P. de, Oxfordien sup. et moyen du Jura Lédonien. I. Abh. Schweiz. pal. Gesellsch. **29**. 1902.
48. — Oxford. sup. et moyen usw. **30**. Abh. Schweiz. pal. Gesellsch.
49. Löwe, Fr., Das Wesergebirge zwischen Porta und Süntelgebiet. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVI. 1913.
50. Moesch, C., Der Aargauer Jura. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Liefrg. 4.
51. Nathan, Geologische Untersuchungen im Ries. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. LIII. 1926.
52. Oppel, A., Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands nach ihren einzelnen Gliedern eingeteilt und verglichen. Württ. Jahresh. 1856.
53. — Paläontologische Mitteilungen, Über jurassische Cephalopoden.
54. Oppenheimer, Der Malm der Schwedenschanze bei Brünn. Beitr. z. Geol. und Pal. Österr.-Ung. u. d. Orients. **20**. 1907.
55. Pfeiffer, W., Das vindelizische Land. Beitr. z. Paläogeogr. Süddeutschlands. Erdgesch. und Landesk. Abh. aus Schwaben und Franken. H. 5. Öhringen. 1923.

56. Pompeckj, J. F., Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf (ein Beitrag zur Ostgrenze des fränkischen Jura). Geognost. Jahresh. 14. Jahrg. 1901.

57. — Faunistische und zoogeographische Bedeutung der Jurageschiebe Ost- und Westpreußens. Schrift. d. phys. ökon. Gesellsch. **48**. 1907.

58. — Die zoogeographischen Beziehungen zwischen den Jurameeren Nordwest- und Süddeutschlands. Nieders. geol. Ver. Jahrg. 1909.

59. — Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte. Akad. Antrittsvorl. 1914.

60. Pratje, O., Lias und Rhät im Breisgau. 1. Teil. Mitt. d. großh. bad. Land.-Anst. **9**. 1922.

61. — Rhät im Rheintalgraben. Oberrh. geol. Ver. Jahrg. 1924.

62. — Alte und junge Sedimente am Grunde der Nordsee. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. **76**. 1924.

63. Quenstedt, F. A., Der Jura. Tübingen.

64. — Die Ammoniten des Schwäbischen Jura.

65. Reuter, L., Die Ausbildung des oberen Braunen Jura im nördlichen Teil der fränkischen Alb (ein Beitrag zur Kenntnis des fränkischen Jurameeres). Geogn. Jahresh. 20. Jahrg. 1907.

66. Rollier, Troisième supplément à la description géologique de la partie jurassiene de la feuille VII de la carte géolog. d. l. Suisse 1:100 000. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 25. Liefg. 1916.

67. Rüger, L., Die Rhät—Lias-α-Ablagerungen der Langenbrückener Senke, ein Beitrag zur Paläogeographie Südwestdeutschlands. Diss. Heidelberg. 1922.

68. Salfeld, H., Beziehungen zwischen Oxford Clay und Kelloway beds (rocks). Nieders. geol. Ver. 1909.

69. — Die zoogeographische Stellung des süddeutschen oberen Jura. Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellsch. **65**. 1913.

70. — Über einige stratigraphisch wichtige und einige seltene Arten der Gattung *Perisphinctes* aus dem oberen Jura Nordwestdeutschlands. Nieders. geol. Ver. 1914.

71. — Die Gliederung des oberen Jura in Nordwesteuropa von den Schichten mit *Per. Martelli* an aufwärts auf Grund der Ammoniten. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII.

72. — Monographie der Gattung *Cardioceras*. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. **67**. 1915.

73. — Über einige Aspidoceraten aus dem nordwestdeutschen, nordfranzösischen und englischen Oberoxford und Kimmeridge, mit Bemerkungen über die Familie Aspidoceratinae Zittel. Nieders. geol. Ver. 1919.

74. — Monographie der Gattung *Ringsteadia* n. gen. Pal. **62**. 1919.

75. Schalch, Fr., Exkursion nach Hüfingen und Hausen v. Wald. Oberrh. geol. Ver. 1900.

76. — Erläuterungen zu Blatt Schaffhausen-Wiechs. Geol. Spez.-Karte von Baden, 1: 25 000, No. 145.

77. Schindewolf, O. H., Entwurf einer Systematik der Perisphinctiden. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. LII. Abt. B. 1925.
78. Schmidt, Mart., Über oberen Jura in Pommern. Beitr. z. Stratigraphie und Paläontologie. Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 41. 1905.
79. Schneid, Th., Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstädt und Neuburg a. D. Geogn. Jahresh. **27**. 1914.
80. Schöndorf, Fr., Die Weiß-Jura-Aufschlüsse von Völksen am Deister. Nieders. geol. Ver. 1914.
81. — Die Schichtfolge des oberen Jura am Samkeweg bei Springe. Nieders. geol. Ver. 1914.
82. Schürmann, Die chemisch-geologische Tätigkeit des Neckar. Württbg. Jahresh. 1918.
83. Seebach, K. v., Der Hannoversche Jura. 1864.
84. Stille, H., Die kimmerische (vorcretacische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens. Geol. Rundschau. **4**.
85. — Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, Bornträger. 1925.
86. Tornquist, A., Die degenerierten Perisphinctiden von Le Havre. Abh. Schweiz. Pal. Gesellsch. **23**. 1896.
87. Vollrath, P., Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des fränkischen Wellengebirges. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. L.
88. Wagner, G., Stratigraphie und Bildungsgeschichte des oberen Hauptmuschelkalks und der unteren Lettenkohle in Franken. Geol. pal. Abh. 1913.
89. Wepfer, E., Ein wichtiger Grund für die Lückenhaftigkeit paläontologischer Überlieferung. Centralbl. f. Min. usw. 1916.
90. — Terrestrische Einflüsse bei der marinen Sedimentation und ihre Bedeutung. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. **74**.
91. Wichmann, R., Der Korallenoolith und Kimmeridge im Gebiet des Selter und des Ith. Diss. Göttingen 1907.
92. Wiedenmayer, C., Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen i. Allg. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. Liefg. 48. 1923.
93. Winkler, Zum Problem der Schichtung, ein Beitrag aus den Südalpen. Dies. Jahrb. Abt. B. Beil.-Bd. LIII.

O. Stutzer: Beiträge zur Geologie und Mineralogie von Kolumbien.

VIII: Bemerkungen über Geologie, Oel und Wasser im Departement Atlántico in Kolumbien.

Von

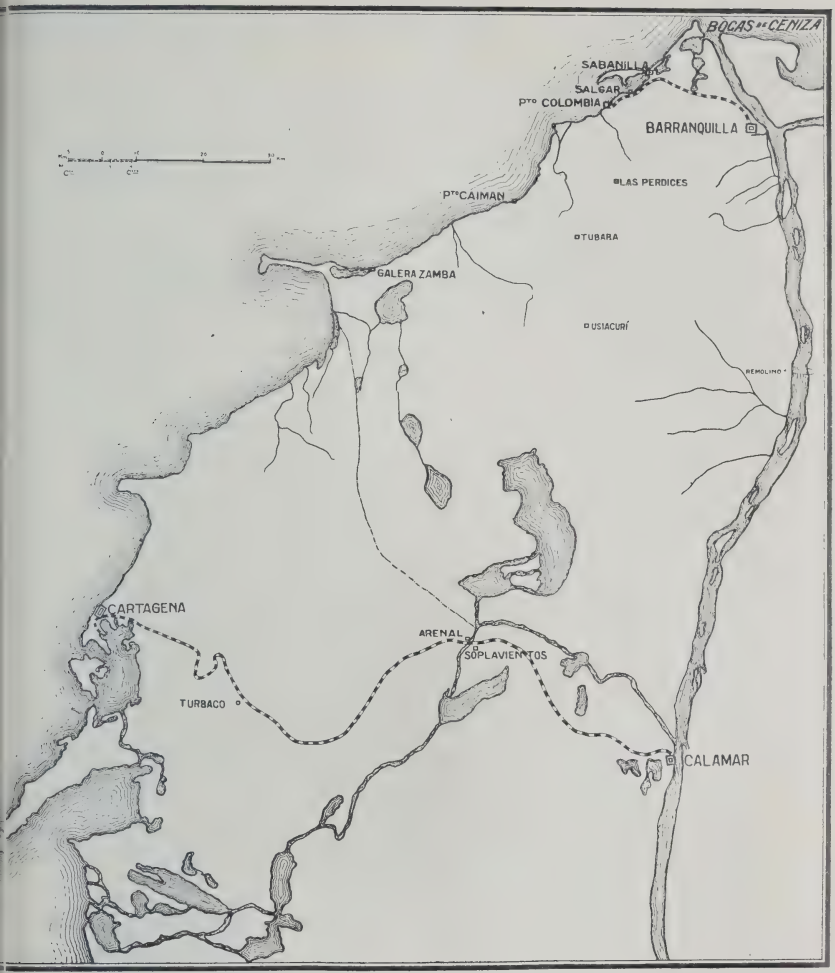
Otto Stutzer.

Mit 2 Textfiguren.

Zur Topographie. Das Departement Atlántico liegt an der atlantischen Küste Kolumbiens. Es hat die Form eines Dreiecks, das größtenteils von Wasser begrenzt ist: Im N vom caribischen Meer, im O vom Magdalenenstrom, im SW vom Dique-Kanal, (von Calamar bis Soplavientos) und dann von einer zuerst nordwestlich, später nördlich bis zum Meer verlaufenden Linie, die es vom Departement Bolivar trennt.

Wirft man einen Blick auf die Karte, so sieht man, wie an der westlichen Departementsgrenze von Soplavientos ab in nördlicher Richtung sich eine Reihe von Seen hinzieht. Es sind dies, wie auch die Zone des Dique-Kanals, Reste eines Magdalenenarmes, der in der Nähe von Galera Zamba ins Meer mündete. Vom Meer aus sieht man den Querschnitt dieses jetzt gehobenen Tales zwischen den Bergen.

Östlich dieser Seenzone erhebt sich bis zu 400 m Höhe ein Hügelzug, der das Departement von N nach S durchzieht. Bei Soplavientos ist dieser Gebirgszug durch ein breites Tal, in welchem der Diquekanal liegt, durchbrochen. Auf der anderen Seite des Dique-Tales setzt der Gebirgszug im Departement Bolivar fort und steigt hier höher an.



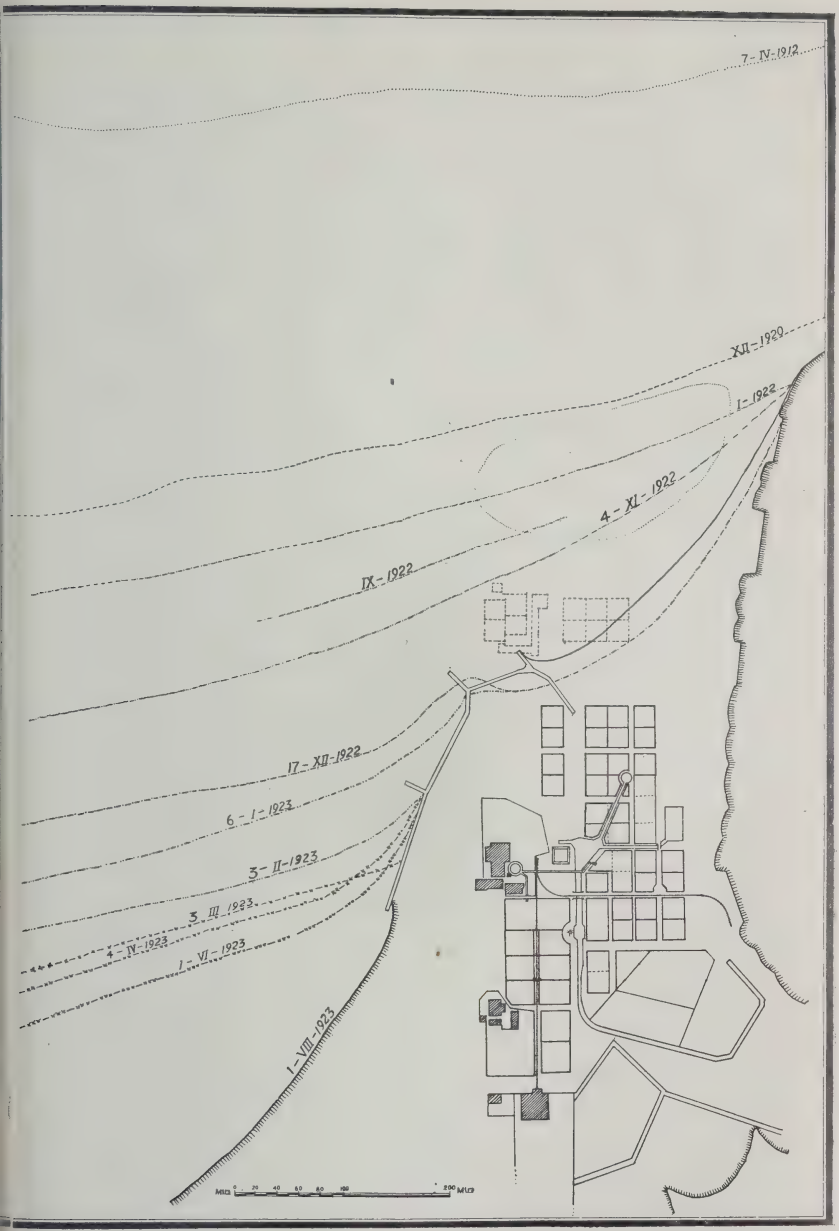
Skizze des Departements Atlántico. Die Skizze ist nach der offiziellen Karte des Departement angefertigt, die im einzelnen sehr verbesserungsbedürftig ist.

Die Küste verändert sich. An der Mündung des Magdalenenstroms setzt sich die Trübe des Flusses ab, wodurch das Land ins Meer hinein wächst. Der Leuchtturm, der vor einigen Jahren am Meere lag, befindet sich jetzt landeinwärts. Bei Puerto Colombia und bei Salgar ist es umgekehrt. Hier dringt das Meer vor. Die tonigen Steilufer westlich Puerto Colombia werden durch

den Anprall der Meereswogen immer mehr zerstört und abgetragen. Die im NO der Bucht von Puerto Colombia liegenden sechs Inseln waren vor einigen Jahren noch eine zusammenhängende Landzunge; jetzt aber sind sie zerrissen, und die weggespülten Teile werden an anderer Stelle wieder abgelagert. Man hat die Befürchtung ausgesprochen, der Hafen von Puerto Colombia könne hierdurch so verflachen, daß er großen Schiffen den Zutritt nicht mehr gestatte. Aufzeichnungen über die Küstenveränderungen hat in den letzten Jahren Herr Armenta gemacht, dessen Saline bei Sabanilla durch das Vordringen des Meeres in Gefahr geraten ist. Nach seinen Aufzeichnungen ist das Meer hier in den letzten zehn Jahren 500 m vorgerückt. Eine Gefahr für eine Verlandung des Hafens von Puerto Colombia soll nach einem Bericht der Pier-Gesellschaft und der Julius Berger Tiefbau-Gesellschaft aber nicht bestehen. Die Ursache des Vordringens des Meeres und der Zerstörung der Inseln soll die größere Windstärke der letzten Jahre sein. In den Jahren 1922 und 1923 hatten sich die Winde sehr verstärkt. In den ersten acht Monaten des Jahres 1923 legte der Wind 113 000 km zurück, in den gleichen Monaten der Jahre 1917—1921 im Durchschnitt nur 70 000 km.

Zur Stratigraphie und Tektonik. An der Oberfläche des Departements Atlántico treffen wir nur ganz junge Sedimente: Tone, Sandsteine, Sande und Korallenkalke. Es sind marine Sedimente; Meeresmuscheln sind in ihnen eingeschlossen. Ihr Alter wird in Berichten mancher Ölgeologen als Oligocän, Miocän und Pliocän bezeichnet. Bestimmungen der zahlreich eingeschlossenen Fossilien stehen noch aus.

Im Departement nehmen den größten Teil der Oberfläche Tone ein. Sie zeigen keine Schichtung. Nur untergeordnet findet man Schiefertone, an welchen man Einfallen und Streichen messen kann. Charakteristisch für die Tone sind vereinzelte Meeresmuscheln, an einigen Stellen Ausblühungen von Schwefel sowie das Auftreten von Gips in Spalten oder auf Schichtflächen. Gips trifft man am steilen Seeufer westlich Puerto Colombia und am Wege Barranquilla—Usiacuri, kurz vor letzterem Orte. Der Gips von Usiacuri steht wohl in Zusammenhang mit den dortigen schwefelhaltigen Quellen. Eine Gewinnung dürfte sich aber nicht lohnen, da die Gipsplatten zu sehr mit Ton verwachsen sind. Bei Bedarf wird es immer billiger sein, reinen Gips von Übersee zu beziehen.



Skizze zur Erläuterung des Vorrückens des Meeres an der Saline Sabanilla bei Puerto Colombia.

Die Linien mit Datum zeigen den Stand der Meeresküste an. Rechts ein 20 m hohes Steilufer. Im Norden liegen frühere Teile der Saline unter Wasser. (Nach Aufzeichnungen von Armenta.)

An einzelnen Stellen führen die dunkelgrauen Tone harte Mergelkonkretionen, kopfgroß und größer.

Auf diesem Ton, der den größten Teil der Oberfläche im Departement bedeckt, sind viele unangenehme Erscheinungen zurückzuführen. Er ist die Ursache der schlechten Wege. Wasser dringt in ihn nicht ein, führt aber zu Erweichung, so daß die obersten Lagen breiartig werden. Hierdurch verschlechtern sich die Wege. Und da das Wasser der tropischen Regengüsse nicht einsickern kann, so fließt es in reißenden Bächen oberflächlich ab. Es bildet hierbei Rinnen und tiefe Einschnitte, welche die Wege zerstören. Wie anders sehen die Wege dort aus, wo Sandstein und Kalkstein den Untergrund bilden, in den das Regenwasser einsickert. Fährt man von Barranquilla nach Galapa, so führt der Weg kurz hinter Barranquilla eine kurze Strecke über Sandstein und Kalkstein. Der Weg ist hier in tadellosem Zustande.

Auf die Tone sind auch Rutschungen zurückzuführen, die den Bahnverkehr zwischen Barranquilla und Puerto Colombia nach starkem Regen unterbrechen. Zwischen Puerto Colombia und Salgar fährt die Bahn am Fuße eines Steilabhanges entlang. Der Abhang besteht in seinem unteren Teil aus Ton, der von kavernösem, sandigem Korallenkalk überlagert ist. Bei starken Regengüssen dringt das Wasser in diesen kavernösen Kalkstein ein und sickert bis zur Tongrenze durch. Der Ton wird in seiner obersten Schicht erweicht und beginnt zu rutschen. Bäume und Sträucher die auf ihm stehen, rutschen mit, und alles überschüttet das Geleise. Bei starken Regengüssen treten diese Rutschungen stets von neuem auf. Eine Abhilfe ließe sich an gefährlichen Stellen durch Vermauern und durch Anlage von Abwässerungskanälen erreichen.

Auf Rutschungen im Ton ist auch das Unheil zurückzuführen, das im September 1924 Wasser im Dorfe Salgar anrichtete. In einer Schlucht hinter dem Dorfe ging ein Erdrutsch nieder. Wasser staute sich vor dem Rutsch an. Bei einem starken Regenguß durchbrach das Wasser den provisorischen Damm und stürzte mit Erde, Sand, Schlamm und Gehölz ins Dorf Salgar. Die Wände mehrerer Häuser wurden eingedrückt, die Kirche beschädigt, die Schienen der Eisenbahn vergraben.

Im einzelnen zeigen die Tone manches Bemerkenswerte. Nach Regengüssen erweichen sie. Beim Eintrocknen bilden sich

dann die bekannten netzförmigen Trockenrisse. In manche dieser Risse setzen sich Krusten braunen Eisenhydroxydes ab, die bei neuen Regengüssen nicht wie der Ton wieder erweichen und fortschwemmen, sondern stehen bleiben und nach und nach reliefartig hervortreten.

In vielen Gegenden werden Tone von der Sonne rot gebrannt. Bei Puerto Colombia war in der Regenzeit dies nicht der Fall. Nur an einer Stelle, die am Meeresufer westlich des Ortes lag, sah man am Steilufer bis etwa 1 m Tiefe die Schichten gerötet. Die Stelle war abgeholzt, und ist die Rötung auf Sonnenbrand zurückzuführen. In der Trockenzeit sollen die kahlen Tonböden der Umgegend von Puerto Colombia oberflächlich allgemein eine schwach rötliche Farbe annehmen. Eine Rötung, die auf andere Ursachen zurückzuführen ist, sah man in einzelnen dunklen Spalten. Rechts und links dieser Klüfte war der Ton auf Fingerbreite dunkelrot gefärbt. Die gefärbten Stellen lagen direkt am Meeresufer, bis höchstens 2 m über dem Wasserspiegel. Man kann diese Rotfärbung mit dem Salzgehalt des Meeres in Verbindung bringen. Braunes Eisenoxyd wird durch Salzsole in rotes Eisenoxyd umgewandelt. Die Salzsole war hier eingedunstetes Meereswasser. Unerklärlich ist es, warum nur an so wenigen Stellen diese rote Äderung des Tones auftrat . Randlich waren die roten Adern hier und da von einer braunen Eisenhydroxyd-Zone begleitet, auch liefen sie in ihrer Forterstreckung in braune Eisenoxydadern aus. Das Salzwasser wirkte deshydratisierend.

Die Tone sind bei Puerto Colombia in ungefähr 50 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Bohrungen bei Las Perdices haben in 1000 m Tiefe die Tonformation immer noch angetroffen; Sandsteine und Kalksteine sind dem Ton in einigen Bänken eingeschaltet.

Bei Puerto Colombia werden die Tone überlagert von Korallenkalken. Auch an anderen Stellen des Departements bilden kavernöse Kalke die Decke vieler Berge. Da sie härter wie die unterlagernden Tone sind, so treten sie morphologisch scharf hervor. An Talhängen bilden die Kalksteine einen Absturz, während die unterlagernden weichen Tone flach geböscht sind. Die kavernösen Kalke sind das Wasserreservoir einiger Quellen, die Kalktuff absetzen. Durch sandige Beimengung gehen die Kalksteine in sandigen Kalkstein über. An der Bahn Puerto Colombia—Salgar treten auch Sande mit vereinzelten Meeresmuscheln auf. An wieder

anderen Stellen sieht man verkieselte Gesteine, die gut erhaltene Kieselschwämme führen, an noch anderen Stellen Muschelkonglomerate.

Bei Las Perdices, der etwa 10 km südlich Puerto Colombia gelegenen Petroleum-Bohrstelle, sind infolge einer O—W laufenden Querverwerfung tiefere Schichten an der Oberfläche aufgeschlossen, Ton herrscht auch hier vor. Oberflächlich sieht man Bänke von graugrünem Sandstein, der schwarze Körnchen enthält.

Ein anderer Horizont ist bei Usiacuri, ca. 40 km südlich Puerto Colombia zu sehen. Im Dorfe stehen weiche Sandsteinbänke mit wallnußgroßen schwarzen Lyditgeröllen an. Ton und Schieferton sind das Liegende, an einzelnen Stellen ist Ton dem Sandstein zwischengelagert. Weiter im Liegenden sind grobe harte Sandsteine mit marinen Muscheln vorhanden, die im Tale nahe der Schwefelquelle aufgeschlossen sind.

Der Sandstein im Dorfe Usiacuri erinnert an den Honda-Sandstein im oberen Magdalenental. Sie scheinen Andesitmaterial zu enthalten. Kalksandstein von dem weiter nördlich gelegenen Tubará hat W. Bergt beschrieben. Es enthält frisches Andesitmaterial. Es ist dies für die Altersbestimmung der Sandsteine von Bedeutung, da vulkanische Andesitausbrüche in Kolumbien erst vom jüngeren Tertiär an bekannt sind. Das Material hat wohl der Magdalenenstrom einst herbeigebracht. Seine Mündung war in damaligen Zeiten hier und nicht bei Riohacha am Rande der Goajira, wie manche annehmen.

Ablagerungen der jetzigen Zeit sind Ablagerungen der Meeresküste und Ablagerungen des Magdalenenstromes. Interessant ist folgende Beobachtung. Der herrschende NO-Passat treibt das Magdalenenwasser im Meere nach SW. Nähert man sich mit einem Seedampfer Puerto Colombia, so sieht man, wie das Wasser sich ganz plötzlich ändert. Das klare, blaue Wasser wird trübe und bräunlich. Wasserpflanzen treiben auf der Oberfläche. Es ist dies Wasser des Magdalenenstromes, das hier nahe der Küste im Meere treibt. Am Pier in Puerto Colombia sah ich einmal einen großen Baumstamm, der den Urwäldern des mittleren Magdalenentales entstammte und bis hierher getrieben war, dabei etwa 20 km im Meere. Die Inseln bei Puerto Colombia, die vor wenigen Jahren noch eine zusammenhängende Landzunge bildeten, die bei Saba-

nilla mit dem Lande zusammenhing, sind Absätze der Magdalenentrübe, die der Fluß ständig ins Meer hinein ergießt, und die der Passatwind dann hier nach SW treibt. Der Magdalenenstrom transportiert nach Berechnungen von Julius Berger Tiefbau-Gesellschaft täglich bei Hochwasser 350 000 cbm Sedimentmaterial und 30 000 bis 40 000 cbm als Minimum bei Niederwasser. Aus dieser Trübe entstanden die Inseln, die in ihrer Mitte Lagunen haben. Interessant ist es nun, daß bei Galera Zamba, wo in zurückliegenden Zeiten ein Arm des Magdalena mündete, in analoger Weise sich eine Landzunge ins Meer hinein erstreckt, die wohl ebenfalls der Absatz einstiger Magdalenentrübe ist. Es zeigt dies, daß die herrschende Windrichtung damaliger Zeit dieselbe war wie die heutige, d. h. Nordost-Passat.

Unter den jetzigen Ablagerungen am Meeresufer fallen Ölabsätze auf. Wie ein schwarzbraunes Band zieht sich am Meeresufer zwischen Puerto Colombia und Salgar ein Rohölstreifen hin, der von ölfeuernden Schiffen stammt und von den Meereswogen angetrieben ist.

Auch Dünen seien genannt. An der Bahn Puerto Colombia—Barranquilla sieht man Wanderdünen. Dieselben überschütten die Geleise. Durch Bepflanzen sucht man die Dünen festzulegen.

Zur Tektonik. Über die Lagerung der Schichten im Departement Atlántico sei das Folgende mitgeteilt: Charakteristisch ist eine N—S gerichtete Antikline, welche von Puerto Colombia über Las Perdices und Usiacuri nach Soplavientos am Dique läuft. Verschiedene Querverwerfungen unterbrechen und verschieben die Antikline. An der Meeresküste ist der antiklinale Bau aufgeschlossen. Vor La Playa steht an der Bahnstrecke Korallenkalk in etwas über Meereshöhe an, bei Puerto Colombia liegen Kalke auf den dortigen Hügeln 50 m höher. Geht man am Meeresufer nach W, so steigen bei Boca de Caña die Korallenkalke der Hügel zum Meere hinab. Östlich Puerto Colombia haben wir ein östliches und westlich vom Orte ein westliches Einfallen. Fährt man an der Küste nach Cartagena, d. h. nach W zu, so sieht man bei Morro Hermoso eine zweite kleine Antikline aufgeschlossen. Bei Morro Hermoso geht das Westfallen in ein Ostfallen über, schwenkt dann plötzlich in Form einer Antikline wieder um und fällt nach W, um in der Gegend von Puerto Caiman noch einmal umzuschwenken

und, eine Synkline bildend, jetzt nach O einzufallen. Wir sehen an der Küste also die Antikline von Puerto Colombia, daran nach W anschließend die kleine Antikline von Morro Hermoso und weiter westlich ein Ausstreichen ostfallender Schichten, in derem Ausstrichgebiet Schlammvulkane liegen.

Streichen und Fallen der Schichten konnte bei Usiacuri genau gemessen werden. Es betrug hier N 337° W, das Fallen 20° O. Bei Salgar betrug es N 320° W, das Fallen 7° Ost, bei Las Perdices am Wege nach Puerto Colombia N 325° W, das Fallen O, an einer Stelle hinter der westlichen Bohrung Las Perdices, N 312° W, das Fallen 20° W, am Hügel östlich des Kasinos Las Perdices N 330° W, das Fallen 20° O. Die beiden letzten Messungen wurden auf den beiden Flanken der Antikline von Las Perdices genommen. Bezeichnend für das Streichen der Gesteine dieser Gegend ist die Ablenkung nach Westen, die wir auch im Cauca-Tal in Antioquien finden, während das normale andine Streichen in Kolumbien N—S mit einer Ablenkung nach O ist.

Etwas über Öl und Gas. Im Departement Atlántico bohrt man schon seit vielen Jahren bei Las Perdices unweit Tubará auf Petroleum. Die Bohrungen führte zuletzt eine englische Gesellschaft, Colombian Oilfields, aus. Gasaustritte bei Las Perdices veranlaßten die Bohrung.

Las Perdices liegt auf dem Scheitel einer N—S streichenden Antikline. Eine O—W laufende Querverwerfung setzt durch die Antikline hindurch.

Man hat folgende Bohrungen niedergebracht: Bohrung Tubará 1: 754 Fuß tief, traf Öl in 125—145 Fuß Tiefe, angeblich einen halben Barrel pro Tag. In 724—744 Fuß Tiefe gewann man einen Barrel Öl pro Tag.

Bohrung 2 ergab in 580 Fuß Tiefe gutes Gas.

Bohrung 3 ergab in allen harten Gesteinen Gas.

Bohrung 4 gab in 620 Fuß Tiefe ein Barrel Öl pro Tag, in 830 Fuß Tiefe 3 Barrel pro Tag und in 1350 Fuß Tiefe 2½ Barrel pro Tag.

Bohrung 5 ergab in 70 Fuß Tiefe und in 510 Fuß Tiefe Öl.

Bohrung 6 war 3030 Fuß tief. In 2446 Fuß Tiefe traf man Gas in solchen Mengen, daß alles Bohrwasser ausgeblasen wurde.

Bohrung 7 war 1804 Fuß tief. Bei 914 Fuß Tiefe wurde das im Bohrloch stehende Wasser durch Gas bis über die Spitze des Bohrturmes ausgespritzt.

Gas und Öl traf man in verschiedenen Schichten in kleinen Mengen. An einem Manometer konnte ich 22 Atmosphären Druck ablesen. Es war die letzte Bohrung (Sept. 1924). Das Gas wurde ins Kasino geleitet und dort zum Kochen benutzt.

Das Öl, welches der Bohrung 1 entstammte, soll angeblich 80% Benzin enthalten haben, man schloß daraus, daß es ein Destillationsprodukt tiefer gelegener Lager sei.

Die Bohrungen bei Las Perdices haben im Untergrunde Öl und Gas nachgewiesen, wenn auch nicht in großer Menge. Es weisen ja auch viele oberflächliche Anzeichen auf Öl hin, wie Gasausströmungen, einzelne Ölaustritte, dann die Schlammvulkane an der Westgrenze des Departements (Cienaga de Totuma), vielleicht auch die Schwefelquellen und Schwefelausblühungen.

Auffallend bei den Bohrungen ist folgendes: Nach Aussagen der Bohrmeister waren die Schichten, die man im Untergrund angetroffen hatte, fast frei von Wasser. Es liegt nun die Möglichkeit vor, daß infolge dieser Wasserarmut die Ölanreicherung nicht im Scheitel der Antikline liegt, da der nötige Wasserdruck fehlt. Es ist möglich, daß das Öl an der Flanke der Antikline oder sogar in der Synkline lagert, die sich westlich an die Antikline anschließt. Ich würde daher empfehlen, zwei Probebohrungen so niederzubringen, daß eine auf der westlichen Flanke der Antikline und eine in der Synkline zu liegen käme. Dasselbe gilt auch für die Antikline im Departement Bolivar, wo ebenfalls die Bohrungen kein Wasser und keine größeren Ölmengen antrafen.

Im Anschluß an diese Bemerkungen über Öl und Gas sei noch auf eine eigenartige Erscheinung hingewiesen. Die drahtlose Verbindung auf der kurzen Strecke Barranquilla—Cartagena ist schlechter als auf der langen Strecke Cartagena—Bogotá. Seedampfer haben auf der Fahrt von Puerto Colombia nach Cartagena erst Verbindung mit Cartagena, wenn sie Galera Zamba passiert haben. Die Ursache dieser Störung muß bei Galera Zamba liegen. Nun tritt aus den dortigen Schlammvulkanen in großer Menge Methangas aus. Ob diese Gasaushauchungen die Ursache der schlechten drahtlosen Verbindung sind? Es scheint beinahe so, denn es ist bekannt, daß in Industriebezirken die Abgase der Schornsteine ebenfalls die drahtlose Verbindung schwächen.

Einiges über Wasser. Den größten Teil der Oberfläche im Departement Atlántico bedecken Tone, nur an einzelnen

Stellen finden wir porösen Kalkstein und Sandstein. Diese porösen Kalksteine enthalten etwas Grundwasser. Es tritt an einigen wenigen Stellen als Quelle zutage.

Nach den Erfahrungen der Ölgesellschaften wird man im Untergrunde kaum Wasser antreffen. Bei Bohrungen mußte man sogar das Bohrwasser kilometerweit herbeischaffen. Sollten die dem Ton eingeschalteten spärlichen Sandsteinbänke und Kalksteinbänke in der Tiefe einmal Wasser führen, so wird es wohl salziges Wasser sein. Bohrungen dürften daher kaum Erfolg haben. Die einzige Gesteinslage, aus der man in geringer Menge Trinkwasser gewinnen kann, ist der Korallenkalk, der die Kuppe mancher Berge bildet. Auch in der Trockenzeit entsteht in ihm wohl stets von neuem durch Kondensation Wasser.

In Barranquilla wird das Grundwasser des Korallenkalkes in der Prado-Quelle durch einen Windmotor aus 30 m Tiefe hinaufgepumpt. Eine Analyse des Wassers ergab:

Analyse 226 926 von Stilwell und Gladding in New York.
In 100 000 Teilen Wasser waren:

Kieselsäure	4,15
Eisen- und Aluminiumoxyd	0,67
Calciumcarbonat	28,56
Magnesiumcarbonat	18,20
Natriumphosphat	—
Natriumsulphat	10,52
Kaliumsulphat	5,07
Chlornatrium	85,61
Organische und flüchtige Substanz	7,62
Summe der festen Bestandteile	160,40

Man ersieht aus dieser Analyse, daß das Wasser einen beträchtlichen Salzgehalt hat, der aber das Wasser nicht ungenießbar macht. Der Salzgehalt des Wassers entstammt dem Korallenkalk, also ursprünglich dem Meere. Im Laufe der Jahrhunderte laugt Grundwasser das Salz immer mehr aus, an manchen Stellen ist es schon ausgelaugt.

Da das Wasser in Kalkstein liegt, so ist es kalkhaltig. Auch dieser Bestandteil ist störend, denn in Wasserleitungsröhren setzt er sich ab und verstopft sie. Deutlich sieht man dies im benachbarten Departement Bolivar. Das Wasserwerk von Cartagena entnimmt einem Korallenkalkstein sein Wasser. In den viele Kilometer langen Röhren setzt sich schon im Laufe von drei Monaten

eine dicke Kruste von Kalksinter ab, die schließlich die Röhren verstopft. Dieses ist die Ursache des Versagens der Wasserversorgung in Cartagena. Die Röhrenleitung läuft von Matute bei Turbaco bis zu dem 18 km entfernten Cartagena. Man gibt sie jetzt auf und legt eine neue ca. 40 km lange Röhrenleitung vom Dique-Kanal nach Cartagena.

Die Menge des Wassers, die in den Korallenkalken lagert, hängt von der Ausdehnung und Mächtigkeit des Korallenkalkes ab. Für eine Wasserversorgung in Barranquilla kommt dieser Wasservorrat nicht in Betracht, wohl aber für einzelne Häuser der Villenvorstadt Prado. Brunnen mit Windmotoren können hier auch in der Trockenzeit Wasser in genügender Menge pumpen.

Heute entnimmt Barranquilla sein Wasser dem Magdalenenstrom. Magdalenenwasser ist gesund und einwandfrei. Störend ist nur, daß in Zeiten großer Trockenheit, d. h. in den Monaten Februar und März, das Magdalenenwasser bei Barranquilla etwas salzhaltig wird. Meereswasser bewegt sich dann durch Diffusion den Magdalenenstrom aufwärts. In der großen Trockenheit dieses Jahres (1924) konnte der Salzgehalt bis Remolino, d. h. etwa 40 km oberhalb Barranquilla, festgestellt werden. Auch der Diquekanal war während dieser Trockenheit in seiner ganzen Erstreckung, d. h. vom Meere bis Calamar, salzhaltig. Die Salzmenge nimmt natürlich mit der Entfernung vom Meere ab. Neue Projekte einer verbesserten Wasserversorgung von Barranquilla werden auch in Zukunft immer auf den Magdalena zurückgreifen müssen.

Der Seehafen Puerto Colombia erhält sein Trinkwasser von Barranquilla. Es wird in Tankwagen mit der Bahn dorthin geschafft. In derselben Weise erhalten die an der Bahn gelegenen Orte La Playa und Salgar ihr Wasser. Eine eigene Wasserversorgung dieser Orte ist dringend notwendig, und ich habe Vorschläge in dieser Beziehung gemacht, auf die hier aber nicht weiter eingegangen sei.

Kolumbien, Weihnachten 1924.

Nachtrag.

Inzwischen ist mir Literatur zugänglich geworden, welche über Öl in Kolumbien handelt. Man findet in derselben auch über das Departement Atlántico einige Angaben.

Elfred Beck: Geology and Oil Resources of Colombia. The Coastal Plain. (Economic Geology. 1921. **16**. p. 457 ff.)

Die Schrift behandelt vorwiegend die über 80 km lange Antiklinale von Sincelejo im anschließenden Departement Bolivar. Sie gibt eine Beschreibung der dortigen miocänen Schichten und deren Struktur. Die Formation der Bohrstellen bei Las Perdices wird Pleistocän genannt.

L. G. Huntley and Shirley Mason: Colombian Oilfields. (Transactions of the American Institute of Mining Engineers. **68**. New York 1923. p. 1014 ff.)

Der Aufsatz bringt eine geologische Karte von Kolumbien und einige Profile. Karte und Profile sind bei der geringen Kenntnis des Landes und dem Fehlen der Unterlagen natürlich konstruiert und stehen infolgedessen mit neuen Beobachtungen nicht immer in Einklang. Im Text finden sich manche Angaben, die befremden, wie die Bemerkung, daß die marinen Fossilien in der unteren Abteilung der Kreideformation wohl jurassisch sind. Die Angabe, daß Mompos und Banco südlich (statt nördlich) von Puerto Berrio liegen, ist ein Schreibfehler.

Chester W. Washburne and K. D. White: Oil Possibilities of Colombia. (Transactions of the American Institute of Mining Engineers. **68**. New York 1923. p. 1023 ff.)

Wir finden hier einige Angaben über Ölbohrungen im Departement Atlántico. Die Mitteilungen decken sich z. T. mit meinen. Zur Ergänzung seien folgende Daten wiedergegeben: Die 7 Bohrungen bei Las Perdices stehen 325 m voneinander entfernt. Eine achte Bohrung liegt 5 km östlich. Die Bohrung Nr. 1 war die beste, sie traf Salzwasser und Öl (32° Bé.) in 41 m Tiefe. Bei 230 m traf man in einer gebrochenen Sand- und Schieferformation Öl von 43,4° Bé, das von selbst ausfloß und gepumpt in 7 Stunden 140 bbl gegeben haben soll. Im Jahre 1917 war die Bohrung sehr verschlammt, lieferte aber durch Pumpen noch $\frac{1}{2}$ bbl pro Tag.

F. M. Anderson: Original Source of Oil in Colombia. (Bull. American Assoc. Petroleum Geologists. **10**. Nr. 4. 1926. p. 382 ff.)

Es ist ein wertvoller Beitrag zur Geologie des Küstentertiärs. Wir entnehmen ihm folgendes:

Eocän. Im Küstengebiet ist marines Eocän weit verbreitet. Im benachbarten Departement Bolivar soll es bei Zambrano-El Carmen 1500 m mächtig sein.

Oligocän. Vielleicht gehören zu dieser Formation Tone, die bei El Carmen-Zambrano 600 m mächtig sind (z. T. „Bombo shale").

Miocän. Miocän finden wir bei Usiacurí aufgeschlossen. Es besteht hier aus Schieferton, sandigem Schiefer und Sandstein. Die Schichtenfolge ist mindestens 1200 m mächtig. Die untere Gruppe enthält zahlreiche Foraminiferen und in ihrem hangenden Sandstein eine reiche Fauna mariner Mollusken der Mittel- oder Unter-Miocänzeit. Die Antikline Puerto Colombia—Usiacurí—Arenal wird auf 85 km Länge geschätzt.

Pliocän. Im Küstengebiet ist Pliocän vertreten durch sandige Schiefer, Sandsteine mit Korallen und gehobene Korallenriffe. Die Mächtigkeit übersteigt nicht 330 m.

Freiberg, Sa., Oktober 1926.

Der Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmischen Masse.

Von

Traugott Wilhelm Gevers aus Krugersdorp, Transvaal,
z. Z. in München.

Mit Taf. XVII—XVIII, 5 dem Text beigefügten Profillisten und 4 Textfiguren.

Vorwort.

Die hier vorgelegte Arbeit wurde im Institut für allgemeine und angewandte Geologie der Universität München vom Herbst 1924 bis zum Winter 1925/26 ausgeführt. Die Unterlage bilden mehrmonatige Geländearbeiten in Oberfranken und der Oberpfalz, welche im Sommer 1924, Frühjahr, Sommer und Herbst 1925 durchgeführt wurden. Zum Vergleich wurden auch thüringische, unterfränkische und württembergische Muschelkalkvorkommen aufgesucht.

Es sei mir gestattet, an dieser Stelle meinem verehrten Lehrer, Herrn Geheimrat Professor Dr. Erich Kaiser, der mir die Anregung zu dieser Arbeit gab, für die vielseitige Förderung, welche ich durch ihn erfuhr, meinen ergebensten Dank auszusprechen. Ebenso möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. F. Broili, sowie den Herren Professoren Dr. K. Boden und Dr. E. Dacqué, wie auch Herrn Dr. G. Fischer für die Hilfe, welche sie mir zuteil werden ließen, an dieser Stelle herzlichst danken.

Auch fühle ich mich verpflichtet, der vielseitigen und tatkräftigen Unterstützung durch den inzwischen leider verstorbenen Herrn Oberlehrer Hans Frosch, Bayreuth, in Dankbarkeit zu gedenken.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 243
Einleitung 245
Verbreitung des Muschelkalks in Oberfranken und der Oberpfalz. 251
Profillisten:
I. Röt bezw. Oberer Buntsandstein . . . . . bei 262
II. Unterer Muschelkalk . . . . . bei 272
III. Mittlerer Muschelkalk . . . . . bei 284
IV. Oberer Muschelkalk . . . . . bei 288
V. Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk im südlichen Teile des Gebietes (sandige Fazies) . . . . . bei 304

Seite

A. Stratigraphischer Teil 253
1. Der Untere Muschelkalk 254
Übersicht über die Faziesverteilung des Wellenkalks 254
Die Leithorizonte des Wellengebirges 255
Übersicht über die vertikale Gliederung des Wellenkalks im Meininger Faziesgebiet 256
Das Röt und die Röt-Muschelkalkgrenze 260
Der Oberfränkische Wellenkalk 265
Die Schichten unterhalb des Horizonts der Terebratelbänke . . 266
Die Schichten zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und dem Schaumkalkhorizont 272
Die Schaumkalkbänke. 277
Die *Orbicularis*-Schichten 281
2. Der Mittlere Muschelkalk 284
3. Der Obere Muschelkalk 287
Die Trochitenschichten 288
Die Unteren Ceratitenschichten 293
Die Schichten über der *Cycloides*-Bank 296
Die Muschelkalk-Lettenkohlengrenze 300
Die Leitfossilien des Muschelkalks und die vertikale Verbreitung der Ceratiten 309
Die Trochitenfazies und die Lebensbedingungen der Ceratiten . 312
4. Der Muschelkalk im südlichsten Küstengebiet und die terrestren Ablagerungen des Muschelkalks 318
Das Profil von Eisersdorf bei Kemnath 318
Das Profil von Eschenbach 320
Gliederung des Profils von Eschenbach und die Bedeutung des Faziesbegriffs für die Buntsandstein-Muschelkalkgrenze 325
Faziesbegriff und die stratigraphische Zeitgliederung 329
Die Rötmuschelkalkgrenze 333

B. Petrogenetischer Teil: 349
Die Oolithhorizonte des Muschelkalks. 349
Die Glaukonitvorkommen im Muschelkalk 351
Die Hornsteine der Trochitenschichten 357
Die dolomitischen Gesteine des Muschelkalks im küstennahen Randgebiet 361
Die feldspathaltigen Sandsteine, Arkosen und dolomitischen Arkosen des Muschelkalks 389

C. Paläogeographischer Teil. 393

D. Tektonischer Teil: 408
Morphologie 408
Tektonik. 410
Tektonische Übersicht. 431

Literaturverzeichnis. 433

Einleitung.

Zwischen dem Frankenjura und dem Urgebirgsrande des Frankenwaldes und Fichtelgebirges zieht sich diesem parallel von Thüringen her quer durch Oberfranken bis weit in die Oberpfalz hinein ein breiter Triasstreifen. Im W durch die Stufenlandschaft des Jura begrenzt, unter welchem sich die Triasschichten im nördlichen Teil des Gebietes gleichmäßig in die fränkische Triasplatte fortsetzen, werden diese im O durch die Fichtelgebirgsrandspalte scharf abgeschnitten und lagern sich, von zahlreichen Parallelverwerfungen durchzogen, als länglich-welliges Hügelland dem steil aufragenden Urgebirgsrande vor. Gümbel nannte diesen Teil der mitteldeutschen Trias die herzynischen Schollen, und mit Recht, denn er zeigt sich durch mehrere große Störungslinien und zahllose kleinere Verwerfungen in einzelne Streifen oder „Schollen" zerlegt.

Dieser intensiven Zerstückelung des ganzen Gebietes entlang größtenteils herzynisch verlaufenden Störungslinien ist es ferner zu verdanken, daß auch die ältesten Triasglieder, vor allem der uns hier besonders interessierende Muschelkalk, an die Erdoberfläche gebracht und der geologischen Untersuchung zugänglich gemacht wurden. Die einzelnen Triasglieder: Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper gelangten dadurch sehr häufig in gleiches Niveau und es wurde dadurch das Auftreten sämtlicher Triasstufen auf verhältnismäßig engem Raum verursacht.

Von ganz besonderem Interesse ist das Oberfränkisch-Oberpfälzische Triasgebiet für das Studium von Faziesübergängen. Denn nicht nur die einzelnen Triasglieder, wie z. B. der Muschelkalk, sondern die gesamten Triasschichten vom Buntsandstein bis zum Keuper zeigen eine z. T. außerordentlich abweichende Ausbildung von der normalen Entwicklung der mitteldeutschen Trias im besonderen, von der übrigen germanischen Trias im allgemeinen. In seiner ganzen Erstreckung von NW nach SO dieses uns zugänglichen Triasstreifens machen sich die weitgehendsten und durchgreifendsten Veränderungen, besonders in der petrographischen Ausbildung der Gesteine, wahrnehmbar. Der Buntsandstein zeigt naturgemäß, entsprechend seiner Entstehungsgeschichte, die geringsten und am wenigsten auffallenden Veränderungen, doch sind auch diese nicht zu verkennen. Seine Entwicklung weist unzweifelhaft auf die Herkunft seiner Gesteinsstoffe aus einem um-

fangreichen und nicht zu weit entfernten Granitgebirge hin, eine Tatsache, auf die schon Reis aufmerksam gemacht hat. In noch viel stärkerem Maße zeigt diese Abhängigkeit von einem in SO gelegenen granitischen Festland das Röt, auf dessen petrographische Beschaffenheit und von NW nach SO fortschreitende, stark von der normalen abweichende Ausbildung im folgenden näher eingegangen werden soll.

Auch der Keuper, insbesondere der Gipskeuper, zeigt auffallende Abweichungen von der normalen Ausbildung Frankens, sowohl in nordwest-südöstlicher, als auch in west-östlicher Richtung, wie schon Gümbel und nach ihm Thürach hervorgehoben haben. Es macht sich die Nähe des einstigen Ufers in auffallender Weise bemerkbar und Thürach unterschied daher in seiner Gliederung des Keupers im nördlichen Franken eine randliche Zone der germanischen Keuperablagerungen, welcher er vor allem die Keuperablagerungen Oberfrankens und der Oberpfalz zuteilte, wo sie am ausgeprägtesten ist. Sie charakterisiert sich durch die starke Entwicklung von feldspathaltigen Sandsteinen in fast jeder Stufe, besonders im unteren Gipskeuper und in der Lehrbergstufe und durch das vollständige Fehlen aller Gipseinlagerungen.

Die größten und auffallendsten Veränderungen in seiner Ausbildung zeigt aber der Muschelkalk. Er bildet geradezu ein klassisches Beispiel für die Faziesveränderungen und den raschen Übergang einer Fazies in die andere. In ihm äußert sich der Einfluß der Küsten- bzw. Ufernähe des germanischen Sedimentationsraumes während der Triaszeit am deutlichsten und auffälligsten. Auf seiner ganzen 75—80 km langen Erstreckung löst in raschester Reihenfolge eine Fazies die andere ab, im S von Bayreuth mit geradezu erstaunlicher Geschwindigkeit. Kaum, daß sich hier seine petrographische Beschaffenheit auf 3 km gleich bleibt!

Es läßt sich nun schon nach dieser kurzen Beschreibung der hauptsächlichsten Veränderungen, von welchen die Triasablagerungen als Ganzes in ihrem Streichen von NW nach SO betroffen werden, unschwer eine Haupttendenz erkennen: nämlich die nach SO dauernd zunehmende Annäherung in der Ausbildung der einzelnen Triasglieder untereinander. Im Gebiet des südlichsten Vorkommens von Buntsandstein und Muschelkalk in der nördlichen Oberpfalz, nahe

ihrem Auskeilen, ist diese Annäherung bereits soweit vorgeschritten, daß eine genaue Unterscheidung der einzelnen Triasglieder nur schwer, die Festlegung genauer Grenzen aber ganz unmöglich ist. Mehr oder weniger stark feldspathaltige Sandsteine, vergesellschaftet mit einer starken Abnahme der Einzel- und Gesamtmächtigkeit, sind das Endresultat der Gesamtveränderungen, welche die Triasschichten als Ganzes erleiden.

Nachdem G. Wagner in seinen mustergültigen Arbeiten die stratigraphischen Verhältnisse des Oberen Muschelkalks nicht nur Süddeutschlands, sondern auch Mittel- und Norddeutschlands einer eingehenden Untersuchung unterzogen hatte, hat nun auch neuerdings das Fränkische Wellengebirge durch Vollrath eine gründliche, zusammenfassende Bearbeitung erfahren. Es schien daher wünschenswert, zur Vervollständigung auch diesem etwas abseits gelegenen, sich aber dem bereits bearbeiteten südthüringischen (Meininger) Gebiet eng anschließenden Muschelkalkgebiete eine Einzeluntersuchung im Rahmen des Gesamtbildes zu widmen, um so mehr, als es bereits früh erkannte Merkmale von ganz besonderem Interesse aufzuweisen hatte.

Der Oberfränkische Muschelkalk, besonders in der Umgegend von Bayreuth, ist bereits von Gümbel in den Geognostischen Beschreibungen von Bayern in seinen Grundzügen geschildert worden, am eingehendsten der Wellenkalk mit seinen augenfälligen Faziesveränderungen. Die nicht weniger bedeutsamen, wenn auch erst im südlichsten Teil des Gebietes auffälligen Veränderungen des Oberen Muschelkalks blieben aber weniger beachtet. Daher kam es, daß bisher eigentlich nur von der sandigen Entwicklung des unteren Teiles des Wellenkalks die Rede war, welcher dem „Muschelsandstein“ im lothringischen Triasgebiet parallelisiert wurde.

Seitdem findet man in der Literatur hauptsächlich nur Beschreibungen von einzelnen Profilen des Muschelkalks im Bayreuther Gebiet, am eingehendsten von Reis im Führer zu Geologischen Ausflügen in die Umgebung von Bayreuth. Auch Wagner beschrieb in seiner Arbeit über den Muschelkalk Mittel- und Norddeutschlands den Oberen Muschelkalk im Bayreuther Gebiet nur sehr kurz, während Vollrath nur die sandige Entwicklung des Unteren Wellenkalks anführt.

Auf paläontologischem Gebiet ist der Obere Muschelkalk in der Gegend von Bayreuth im Zusammenhang mit dem früher außerordentlich regen Steinbruchsbetrieb bereits ziemlich gründlich erforscht, wie ja überhaupt Fossilreste, besonders *Nothosaurus*-, *Placodus*- und Fischreste, aus den früheren Brüchen am Oschenberg bei Laineck und Allersdorf und den heute noch in Betrieb stehenden Brüchen am Bindlacher Berg bei Bayreuth weit und breit bekannt sind. Außerdem sind in letzter Zeit die Ceratiten und besonders ihr zonen-

mäßiges Auftreten in der Bayreuther Gegend von dem inzwischen leider verstorbenen Oberlehrer Frosch beschrieben worden, welcher sich durch jahrzehntelanges zonenmäßiges Sammeln große Verdienste um die paläontologische und stratigraphische Erforschung des Oberen Bayreuther Muschelkalks erworben hat.

Mit Ausnahme dieser einigermaßen detaillierten Arbeiten findet man sonst in der Literatur den Bayreuther Muschelkalk, insbesondere seine sandige Ausbildung, zwar häufig angeführt, aber irgendeine zusammenfassende Bearbeitung fehlte bisher, abgesehen von den Beschreibungen Gümbel's, gänzlich.

Entsprechend seinem Auftreten als schmaler, von NW nach SO verlaufender Streifen gestaltete sich die regionale Untersuchung des Muschelkalks. Es war dadurch die Untersuchung der Faziesveränderungen und die Aufnahme eines Horizontalprofils nur in dieser Richtung möglich. Auch wo der Muschelkalk als zwei oder mehrere nebeneinander herlaufende Streifen auftritt, ist die gegenseitige Entfernung jedoch meistens so gering (bis zu 10 km), daß sich irgend welche deutlich bemerkbare und auffallende Unterschiede in südwest- bis nordöstlicher Richtung schon aus diesem Grunde nicht erkennen lassen.

Was nun die genaue stratigraphische Gliederung des Muschelkalks selbst betrifft, so bereitet diese erhebliche Schwierigkeiten, insbesondere die Parallelisierung der einzelnen, wenn auch wenigen, Leithorizonte mit solchen in Gebieten normaler Entwicklung und zwar aus verschiedenen Gründen. Als erste mögen die z. T. außerordentlich von der normalen abweichende Ausbildung und der nicht weniger außerordentlich rasche Fazieswechsel angeführt werden. Petrographische Vergleiche, wenn auch auf nur kurze Entfernungen, sind nur in sehr beschränktem Maße zulässig, da sich innerhalb weniger Kilometer der petrographische Charakter vollständig bis zum Nichtwiedererkennen ändern kann. Aus einem Kalkstein kann auf dieser kurzen Strecke ein toniger Dolomit oder ein Schieferton und aus diesen wieder ein feldspathaltiger Sandstein werden!

Noch viel weniger können rein paläontologische Momente in Betracht gezogen werden. Nicht nur, daß fast immer mit der Fazies auch die Fauna wechselt, sondern hauptsächlich, weil irgend eine überhaupt dafür in Betracht kommende Fauna, besonders im Unteren Muschelkalk, mit einigen wenigen Ausnahmen fast ganz fehlt.

Schon allein aus diesen Gründen wird die so äußerst erfolgreich von ihm und nach ihm von Vollrath angewandte Methode Wagner's, die Leithorizonte von Aufschluß zu Aufschluß zu verfolgen, sehr erschwert, da nicht nur der

Untere, sondern auch der Obere Muschelkalk in der ganzen Gesteinsbeschaffenheit eine viel einheitlichere Entwicklung zeigt als im normalen Gebiet. Es können daher die anderswo in der Schichtgliederung mit Erfolg angewandten charakteristischen Merkmale der Gesteinsbeschaffenheit einzelner Horizonte von vornherein nicht in Betracht gezogen werden. Außerdem treten die charakteristischen Leithorizonte des Muschelkalks meistens nur schwach entwickelt auf oder fehlen ganz.

Als einziger Hauptfaktor bleibt somit nur die Bestimmung der Lage der einzelnen in Betracht kommenden Schichten zu den noch erkennbaren Leithorizonten oder, wo bereits auch diese fehlen, zu der unteren oder oberen Grenze des ganzen Schichtpaketes.

Als weiterer wichtiger Hilfsfaktor kommt die genaue Verfolgung von Aufschluß zu Aufschluß selten einzelner Schichten, häufiger einer Schichtserie in Betracht, denn, wie schon angedeutet, läßt sich eine gewisse Regelmäßigkeit in der petrographischen Entwicklung und Faziesänderung erkennen, nämlich die in groben Umrissen zutreffende, im einzelnen aber variierende Folge von Kalk — Dolomit-Ton — und Sandstein. Es läßt sich dadurch die Horizontzugehörigkeit irgendeiner bestimmten Schicht oder Schichtserie mit einer mehr oder weniger größeren Genauigkeit festlegen und es ergeben sich somit Parallelen, die man bei bloßer Kenntnis der Endglieder nie gezogen hätte. Daß aber mit zunehmender Mächtigkeitsverringerung und größter Faziesänderung, besonders im Gebiet des allmählichen Auskeilens, die Grenzen immer undeutlicher werden und nur noch in groben Zügen mit immer abnehmender Genauigkeit und schließlich überhaupt nicht mehr mit irgendwelcher nennenswerten Sicherheit angegeben werden können, wird wohl besonders im Lichte der bereits oben angeführten Annäherung in der petrographischen Ausbildung sämtlicher Triasglieder leichtverständlich erscheinen. Kaum, daß man diese voneinander unterscheiden kann, wieviel weniger die einzelnen Unterabteilungen oder gar Leithorizonte!

Als Kartenunterlage für die Untersuchungen im Gelände dienten mir die Blätter Kronach, Münchberg und Erbendorf der Bayerischen geologischen Landesaufnahme im Maßstabe 1 : 100 000. Genauere Einzelkarten im größeren Maßstabe fehlen. Es wurde daher wegen der häufig recht ungenauen Angaben im engeren Gebiet und des fast vollständigen Fehlens irgendwelcher tektonischer Linien hauptsächlich für tektonische Zwecke eine genauere Kartierung der Muschelkalkzüge im S und SO von Bayreuth notwendig. Auch im übrigen Gebiet wurde das tektonische Bild, soweit wie möglich, wenigstens den Umrissen nach vervollständigt. Gute Dienste bei der Begehung im Gelände leisteten mir ferner die topographischen Blätter des Bayerischen Topographischen Büros: Kulm-

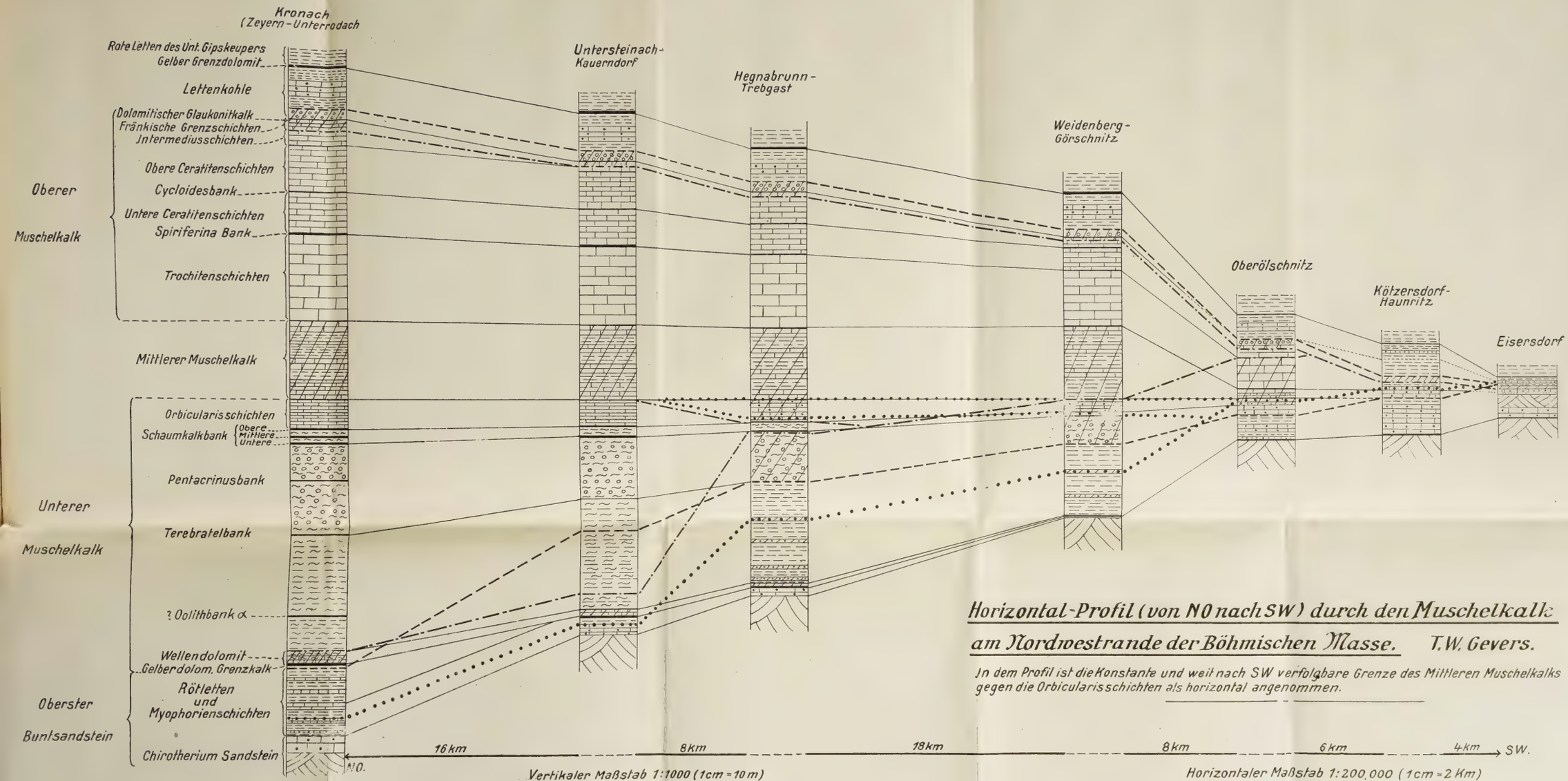
bach (West), Bayreuth (Ost und West), Lichtenfels (Ost), Nordhalben (West), Tirschenreuth (West), Pegnitz (Ost) und Weiden (West) im Maßstabe 1 : 50 000. Mit Höhenkurven versehene topographische Karten im Maßstabe 1 : 25 000, welche für Kartierungszwecke am geeignetsten gewesen wären, gibt es von dem Gebiete leider noch nicht, so daß die Kartierungen auf Katasterblättern ohne Höhenkurven und im Maßstabe 1 : 5000 vorgenommen werden mußten.

Im folgenden soll nun eine Übersicht über das Verbreitungsgebiet des Oberfränkischen Muschelkalks, sowie eine übersichtliche Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse gegeben werden. Ferner sollen die speziell sediment-petrographischen Fragen und Ergebnisse in einem besonderen Petrogenetischen Teile behandelt werden. Da aber die reine Stratigraphie doch schließlich nicht der Endzweck der Geologie ist, so wird weiterhin das gesamte Tatsachenmaterial auch paläogeographisch zu verwerten sein. Es werden dabei vor allem die Fragen der Küstenlinien und der Beeinflussung der Sedimentation durch das nahe Festland besondere Berücksichtigung erfordern.

Das Hauptgewicht soll in allen Teilen auf die faziellen Unterschiede und Faziesübergänge gelegt werden. Diese lassen sich nach drei verschiedenen Gesichtspunkten betrachten:

1. Die stratigraphischen Unterschiede, welche sich in einem Zusammenschrumpfen sowohl der Gesamt- als auch der Einzelmächtigkeiten und dem Auskeilen der einzelnen Schichten bemerkbar machen.
2. Die petrographisch-chemischen Unterschiede, welche sich im wechselnden Gesteinscharakter ausdrücken und durch die verschiedenen Absatzbedingungen bewirkt werden,
3. Und schließlich die paläontologischen Merkmale, welche die wenigsten Veränderungen erleiden und am wenigsten von der Küstennähe beeinflußt werden.

Im stratigraphischen Teil sind die Profile als Grundlage den folgenden Einzeldarstellungen in 5 Tabellen zusammengetragen und diesen vorangestellt. Es soll dadurch die Übersicht erhöht und gleichzeitig ein Überblick über die allgemeinen Faziesveränderungen ermöglicht werden. Kartographisch ließen sich diese nicht darstellen, da die verschiedenen Schichtstufen nacheinander mehr oder weniger dieselben Veränderungen erleiden und die Faziesbezirke für die einzelnen Glieder und Stufen sich daher gegenseitig überdecken. Eine detaillierte Beschreibung der Faziesübergänge für jede Schichtstufe war daher nicht zu



Vertikaler Maßstab 1:1000 (1cm = 10 m)

Horizontaler Maßstab 1:200.000 (1cm = 2 Km)

Horizontal-Profil (von NO nach SW) durch den Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmischen Masse.

T. W. Gevers.

In dem Profil ist die Konstante und weit nach SW verfolgbare Grenze des Mittleren Muschelkalks gegen die Orbicularisschichten als horizontal angenommen.

- Dünngebankter Kalk
- Dünnplattige Mergelkalke
- Grobgebankter Kalk
- Knollenkalk
- Wellenkalk
- Wellenkalk m. Tonzwischenlagen
- Knolliger Dolomit
- Dolomit
- Dolomitischer Wellenkalk und Knollendolomit
- Dünnplattige sandige Dolomite und Dolomitische Sandsteine
- Geschichtete Sandsteine
- Ungebankte Arkose
- Letten und Ton
- Ton mit sandigen Dolomit- und dolomitischen Sandsteinbänkchen
- Leithorizonte

- Obere und Untere Grenze der Dolomitfazies. (Höhergreifen der dolomitischen Ausbildung von der Basis (Wellendolomit) und Tiefergreifen derselben von dem Mittleren Muschelkalk aus, sowie Tiefergreifen der dolomitischen Ausbildung der Gesteine an der Grenze gegen die Lettenkohle.)
- Obere und untere Grenze der Tonfazies. (Höhergreifen der tonigen Ausbildung von der Basis (Rötletten) und Tiefergreifen derselben von der Lettenkohle aus.)
- Obere Grenze der Sandsteinfazies. (Höhergreifen der sandigen Ausbildung von der Basis aus, sowie untere und obere Grenze des Sandgehalts in den Orbicularisschichten

umgehen. Außerdem sind die Faziesänderungen in einem aus Profilen entlang der ganzen Erstreckung des Muschelkalks von NW nach SO zusammengestellten Horizontalprofil (Taf. A) schematisch dargestellt

Wo es notwendig erschien, sind verschiedene der in den Profilen und den Einzelbeschreibungen angewandten petrographischen Begriffe im petrogenetischen Teil näher erläutert.

Zum Schluß soll auch das tektonische Bild besprochen und, soweit wie möglich, eine übersichtliche Darstellung der tektonischen Geschichte unseres Gebietes versucht werden. Auch die durch die Tektonik und Gesteinsausbildung stark beeinflußten Geländeformen sollen in diesem Zusmmenhange kurz besprochen werden.

Verbreitung des Muschelkalks in Oberfranken und in der Oberpfalz.

(Siehe Übersichtskarte, Taf. XVIII.)

Durch einen breiten Buntsandsteinzug von dem sich dem Thüringer Wald vorlagernden Muschelkalkgebiet von Eisfeld und Koburg getrennt, tritt der Muschelkalk nahe der Landesgrenze bei Mönchröden, unfern Neustadt a. H., entlang der großen „Kulmbacher Spalte", zum erstenmal in unser Gebiet über. Als schmales, durch häufige Querverwerfungen zerstückeltes und unterbrochenes Band, setzt er sich, gegen Keuper, Lias und Dogger abstoßend, in herzynischer Richtung nach SW fort, um zwischen Mödlitz und Beikheim mit der Spalte in eine mehr ostwestliche Richtung umzubiegen.

In der Nähe von Schmölz verschwindet er dann auf kurze Erstreckung vollständig, taucht dann aber wieder, gegen Malm und Dogger abstoßend, in steil gestellter Lagerung bei Weißenbrunn auf. Von hier setzt er sich in herzynischer Richtung als schmaler, manchmal fast saiger stehender Streifen über Kirchleus nach Unter-Dornlach fort, wo er sich mit dem breiteren Muschelkalkstreifen entlang dem Frankenwalde verbindet.

Bei Kulmbach taucht der Muschelkalk wieder auf, dieses Mal westlich der Spalte und von den Unteren Keuperschichten normal überlagert. Er grenzt als schmaler, äußerst stark gestörter, häufig saiger stehender Streifen teils direkt, teils von Röt unterlagert gegen das breite Buntsandsteinplateau südöstlich von Kulmbach.

Erst am Rodersberg bei Laineck tritt Muschelkalk wieder oberflächlich an der Spalte auf, aber hier wieder, wie bei Weißenbrunn, Schmölz und Kemmaten, als Teil der östlichen „Scholle". Die Kulmbacher Verwerfung dient hier, nahe ihrem Ausklingen, lediglich als westliche Begrenzung des breiten Muschelkalkzuges, welcher sich am Urgebirgsrande von Kronach bis nach Kemnath in der Oberpfalz hinzieht.

Dieser Zug, welcher die längste Erstreckung und größte Breite aufweist, beginnt bei Steinberg nördlich von Kronach längs der Urgebirgsrandspalte und setzt sich, von zahlreichen kleineren Verwerfungen durchzogen und gegen die

Culmschichten des nördlichen Frankenwaldes in meist stark gestörter Lagerung abstoßend, bis Zeyern fort. Südlich von Zeyern nimmt dieser unmittelbar an das Urgebirge grenzende Muschelkalk sein Ende. Von hier ab begleiten erst die unteren, hier und da auch einzelne Schollen der mittleren Keuperschichten den Urgebirgsrand bis nach Goldkronach am Rande des Fichtelgebirges. Nur ein einziges Mal tritt eine kleine, durch die Randspalte und Querverwerfungen begrenzte Scholle von Oberem Wellenkalk und Mittlerem Muschelkalk am Urgebirgsrande bei Ludwigschorgast auf.

Die größte Ausdehnung erreicht der Muschelkalk hier im nördlichen Teil des Gebietes am Kreuzberg bei Kronach, wo er ein sich nach Unterrodach abdachendes Plateau bildet. Von hier aus setzt er sich als breites Band über die Rodach nach SO fort. Von Untersteinach bei Kulmbach ab schrumpft der ganze Zug, verbunden mit einer steileren Aufrichtung der Schichten, immer mehr zusammen und entfernt sich mehr und mehr vom Urgebirgsrande. Während die Muschelkalkschichten bis nach Stadtsteinach eine nur sanft geneigte, dicht bis an den steil aufragenden Frankenwaldrand stoßende „Platte" bilden, stellt sich von hier ab die Muschelkalkplatte allmählich immer steiler, und ein immer breiter werdender Keuperstreifen trennt den Muschelkalk vom Urgebirgsrand. Von Trebgast an bildet der Muschelkalk daher nur mehr noch einen mehr oder weniger schmalen Höhenrücken.

Bei Goldkronach tritt dann wieder Oberer Muschelkalk an der Randspalte auf. Hier verbreitert sich der Muschelkalkzug wieder und wird in einem tief eingeschnittenen, von zahlreichen Störungen durchzogenen Tal von der Steinach durchbrochen. Südlich der Steinach setzt sich der Zug, sich allmählich verschmälernd, in der Richtung auf Weidenberg fort. Auch hier bildet er eine unregelmäßig gestaltete, äußerst flache, von zahlreichen Störungen durchzogene Mulde, deren westlicher Flügel vom Oberen Muschelkalk gebildet und, von dem höheren östlichen Flügel durch auflagernde Lettenkohle und dem Benkersandstein des Pensenberges getrennt, von der Kulmbacher Verwerfung abgeschnitten wird und mit deren allmählichem Ausklingen immer mehr absinkt, um schließlich zwischen Stockau und Seybothenreuth ganz zu verschwinden.

Südlich von Lankendorf tritt inmitten des auflagernden Keupers, entlang einer kleinen Störungslinie emporgehoben, ein kurzer schmaler Streifen des Oberen Muschelkalks auf, wie auch wenig südlich davon bei Lessau inmitten von Lettenkohle und Benkersandstein die obersten Schichten des Obersten Muschelkalks durch die Erosionstätigkeit des Bürgerbaches freigelegt sind.

Bei Weidenberg teilt sich der Muschelkalkzug durch eine herzynisch verlaufende Störungslinie, welche sich von hier bis in die Nähe von Kemnath in der Oberpfalz fortsetzt, in zwei schmale, durch ein tiefes Tal getrennte, parallel verlaufende Streifen. Der westliche von diesen verläuft noch bis Fenkensees, wo er von einer quer zur herzynischen Richtung verlaufenden Spalte abgeschnitten wird. Der östliche Streifen aber setzt sich als schmales, der hier bereits außerordentlichen Mächtigkeitsverringerung entsprechendes Band von Kirmses über Tressau nach Göppmannsbühl-Heidenaab fort, ist aber auf dieser Strecke zum größten Teil von quartären Schottern verdeckt und der Untersuchung nur sehr wenig zugänglich. Etwas nördlich von Göppmannsbühl tritt

Muschelkalk wieder in zwei, durch ein schmales Rötband getrennten Streifen auf. Bei Kötzersdorf verschwindet der südöstliche Streifen unter einer Lettenkohlendecke, der nordöstliche setzt sich, in flacher Lagerung dem Röt aufliegend, über Haunritz und Kötzersdorf bis nach Kemnath fort, wo er sich in einzelne geringmächtige, dem Röt flach aufgelagerte Fetzen auflöst. So tritt Muschelkalk in geringer Ausdehnung, von einem Basaltschlot durchbrochen, am Eisenbahneinschnitt nordöstlich von Kulmain auf, während das südöstlichste Vorkommen dieses Muschelkalkzuges am Urgebirgsrande bei Eisersdorf, nur wenig nordöstlich von Kemnath, liegt.

Südlich von Bayreuth hebt sich zwischen Aichig und der Eremitage der schmale, aber morphologisch äußerst ausgeprägte Kreußener Muschelkalkzug aus dem Keuper heraus. Bis Troschenreuth bei Entmannsberg in herzynischer Richtung verlaufend, biegt er hier in eine nordsüdliche Richtung um und setzt sich über Oberölschnitz, Tiefental und Altenkreußen bis südlich von Funkendorf fort, wo er von einer zur herzynischen Richtung quer verlaufenden kleineren Verwerfung abgeschnitten wird, nachdem er sich schon vorher allmählich abgeflacht hatte. Entsprechend dem Einfallen der Schichten dacht der Höhenzug sich auf seiner ganzen Erstreckung allmählich nach SW ab, fällt aber nach NO und O äußerst steil ab.

Das südlichste Vorkommen bildet der Muschelkalk in der Umgebung von Eschenbach und Grafenwöhr, allerdings in einer Ausbildung, welche mit der normalen nicht mehr die geringste Ähnlichkeit besitzt. Der Muschelkalk lagert dem Röt in mehr oder weniger flacher Lagerung, nach ONO, NO und NNO einfallend, auf und wird in der Nähe seiner Überlagerung durch die Keuperschichten zum großen Teil von Alluvium verdeckt.

A. Stratigraphischer Teil.

Der oberfränkische Muschelkalk schließt sich in seiner normaleren Entwicklung im N eng an die Meininger Fazies des thüringischen Muschelkalks an. Da er aber in seinem nördlichsten Auftreten bei Kronach bereits nicht unwesentliche Abweichungen zeigt, so sei deshalb zur besseren Übersicht und zum genaueren Verständnis der Veränderungen, welche der Oberfränkische Muschelkalk von NW nach SO erleidet, der Betrachtung jedes einzelnen Muschelkalkgliedes eine kurze Übersicht über die vertikale Gliederung und Ausbildung im normalen Gebiet der Meininger Fazies vorausgeschickt. Zur besseren Beurteilung der Faziesveränderungen, welche im Küstenbezirk von Oberfranken und der Oberpfalz Platz greifen, sei jedesmal auch eine kurze Übersicht über die Faziesverteilung im übrigen Gebiet des germanischen Muschelkalkmeeres gegeben. Sie möge auch zur gleichen Zeit zum Vergleich der in den verschiedenen Gebieten statthabenden Fazies-

veränderungen mit denen im oberfränkischen Gebiet dienen. Es werden sich dadurch nicht unwesentliche Anhaltspunkte, aber auch Differenzen ergeben.

1. Der Untere Muschelkalk.

Uebersicht über die Faziesverteilung des Wellengebirges.

Für alle eingehenden Vergleiche verweise ich auf die treffliche Arbeit von Vollrath. Hier sei nur eine kurze Übersicht gegeben, welche sich hauptsächlich auf Vollrath's Angaben stützt (**62**).

Es lassen sich drei voneinander abweichende Ausbildungsweisen feststellen:

Der Thüringer Wellenkalk oder die Meininger Fazies. Diese Ausbildung bleibt sich auch nach N, bis nach Hannover und Westfalen hinein, in den Grundzügen gleich. Es können jedenfalls die Abweichungen, die hier eintreten, nicht mit dem starken Fazieswechsel, welcher sich von Thüringen aus nach S bemerkbar macht, verglichen werden. Die Meininger Fazies umfaßt auch noch den Wellenkalk in der Umgebung von Würzburg. Sie ist vor allem gekennzeichnet durch die fast ausschließlich kalkige Ausbildung. Unter der Oolithbank *a* folgt noch ein Schichtkomplex von etwa 35 m Mächtigkeit, welcher in den anderen Gebieten teilweise oder vollständig fehlt. Unter den Leithorizonten ist vor allem der Terebratelkalk und auch die *Pentacrinus*-Bank bezeichnend.

Das Wellengebirge am unteren Neckar oder die Mosbacher Fazies. Diese ist nur noch im oberen, größeren Teile kalkig entwickelt, während das untere Drittel dolomitisch entwickelt ist. Von den Thüringer Schichten unter der Oolithbank *a* sind nur noch die oberen Teile als Mosbacher Grenzschichten vertreten. Unter den Leithorizonten fehlt der Terebratelkalk vollständig. Die Äquivalente der Thüringer Oolithbänke erscheinen als Konglomeratbänke, während die Schaumkalke größtenteils aus organischem Detritus bestehen.

Das Wellengebirge des Nordschwarzwaldes oder die Freudenstädter Fazies. Diese ist bis auf die Schichten mit *Myophoria orbicularis* dolomitisch-mergelig ausgebildet. Die Thüringer Schichten unter der Oolithbank *a* fehlen vollständig, ebenso der Schaumkalk.

Hervorgehoben sei noch, daß randlich gegen das Festland oder gegen submarine Barren, wie z. B. im Gebiet der Tauber, die Merkmale einer Ausbildungsform mehr und mehr zurücktreten, so daß hier jedesmal besondere Randfazies abgetrennt werden können. Hierzu rechnet Vollrath das Würzburger Gebiet und den Wellenkalk des Kocher- und Jagsttales. Eine solche Randfazies stellt auch der Oberfränkische Muschelkalk dar, jedoch, wie noch gezeigt werden soll, eine Randfazies extremster Art, welche in unmittelbarer Küstennähe abgelagert wurde und z. T. schon terrestrer Entstehung ist.

Die Leithorizonte des Wellengebirges. Eine der wichtigsten dieser für die stratigraphische Einteilung und Parallelisierung des Unteren Muschelkalks so wichtigen Bänke ist die *Spiriferina*-Bank, durch das Vorkommen von *Spiriferina fragilis* und *Spiriferina hirsuta* gekennzeichnet. Da sie in allen Gebieten, auch noch im nördlichen Teil Oberfrankens auftritt, bildet sie die wichtigste Leitbank für den oberen Teil des Wellenkalks. Nördlich des Mains verschwinden die beiden Leitformen und an ihre Stelle treten *Pentacrinus*-Stielglieder, so daß sie in der Meininger Gegend als *Pentacrinus*-Bank bezeichnet wird.

Für den unteren Teil des Wellengebirges bilden die beiden Oolithbänke α und β konstante Horizonte. Von Meiningen aus gegen den Main zu gehen sie mehr und mehr in organische *Detritus*-Kalke über und die Oolithstruktur tritt zurück. Am Main tritt dann ein sehr starker Fazieswechsel ein. Die untere Oolithbank (Oo α) erscheint als Konglomeratbank, während die obere (Oo β) als feinsandiger, glimmerführender Kalk, von allerdings nur beschränkter Verbreitung, auftritt.

Hiermit ist die Zahl der im ganzen Gebiete durchgehenden Leithorizonte bereits erschöpft. Die übrigen leitenden Schichten fehlen immer in der einen oder der anderen Fazies, doch gewinnen sie im Einzelgebiet an Bedeutung dadurch, daß sie im Gelände, wie z. B. die Schaumkalke, meistens viel leichter festzustellen sind, während die durchgehenden Horizonte, vor allem die *Spiriferina*-Bank, häufig recht schwierig aufzufinden und nicht immer nachzuweisen sind. In Thüringen sind von derartigen Bänken besonders die drei Terebratelbänke zu erwähnen. Von diesen sind es besonders zwei ungefähr meterstarke, durch 2—3 m Wellenkalk getrennte Bänke, welche in großen Mengen *Terebratula vulgaris* führen. Nach SW keilen alle drei Bänke nacheinander aus, sodaß im Mosbacher Faziesbezirk nichts mehr von ihnen vorhanden ist.

7—10 m über der *Pentacrinus-(Spiriferina-)* Bank folgt der in Thüringen so äußerst stark ausgeprägte und für die stratigraphische Parallelisierung in Oberfranken so bedeutsame, im Gelände scharf hervortretende Horizont der Schaumkalkbänke. In typischer Entwicklung sind es drei, petrographisch nicht immer gleichmäßig entwickelte Bänke, deren mächtigste und andauerndste die Untere ist. Am schwächsten ist die Mittlere entwickelt.

Uebersicht über die vertikale Gliederung des Wellenkalks der Meininger Fazies.

Da südwestlich des Thüringer Waldes über den Myophorienschichten noch ein Komplex bunter Letten auftritt, wird hier die untere Grenze des Wellengebirges über die Myophorienschichten gelegt, während diese in Nordthüringen allgemein zum Muschelkalk gerechnet werden, an welchen sie sich ja auch faziell und faunistisch anschließen. Sie bestehen normal aus einer Folge von durch dünne Mergelzwischenlagen getrennten Kalkplatten, welche auf den Schichtflächen reichlich Fossilien, besonders *Myophoria vulgaris*. enthalten. Die plattige Ausbildung ist auf die Meininger Gegend und die südöstlich davon liegenden Gebiete beschränkt, während nach W ein rascher Übergang in helle Mergel, nach S in Dolomit und dolomitische Sandsteine erfolgt. Im nördlichen Oberfranken ist dieser Horizont hauptsächlich durch bunte Letten mit einzelnen sehr dünnen sandig-dolomitischen, myophorienführenden Sandsteinbänkchen vertreten.

Die Grenze gegen den eigentlichen Wellenkalk bildet der Gelbe Grenzkalk. In Oberfranken, auch noch südlich von Bayreuth, ist er von ganz besonderer Bedeutung für die genaue Festlegung der Röt-Wellenkalkgrenze. Makroskopisch erscheint er als dichter oder feinkörniger, stellenweise zelliger Kalk, von nur geringem Mg O-Gehalt.

Normal folgt auf den Grenzkalk eine $\frac{1}{2}$—$\frac{3}{4}$ m mächtige, blaugraue, dichte Kalkbank, welche einzelne Encriniten-Stielglieder führt. Darüber folgen in der Regel 8—10 m ebenschichtige und wulstige graue Kalke und darüber bis zur Oolithbank α typische Wellenkalke. An Einschaltungen finden sich hier vereinzelte, häufig über größere Entfernungen anhaltende Konglomeratbänke und mehrere dünne Fossilbänkchen, welche vor allem *Encrinus*- und *Pentacrinus*-Stielglieder, *Gervillia socialis* und einige von ihnen recht häufig in großen Mengen *Dentalium torquatum* enthalten.

35—37 m über dem Grenzkalk folgt die schon erwähnte Oolithbank α, eine in der Meininger Gegend 0,4—0,6 m mächtige oolithische, dichte Kalkbank. Nach SO geht sie rasch in blaugrauen ooidfreien Kalk über, um weiterhin beim Übertritt in das Oberfränkische Gebiet bei Neustadt a. d. H. als 0,1—0,2 m mächtiges, kristallines, ockerporiges Kalkbänkchen aufzutreten. Das bemerkenswerteste in ihr enthaltene Fossil in der Meininger Gegend ist *Terebratula Ecki*. In der Richtung auf Oberfranken (Koburg) nehmen die Trochiten mehr und mehr zu und von der übrigen Fauna von Gastropoden, Limen, Myophorien und *Dentalium* bleibt nur *Lima lineata*.

Die bei Meiningen 7,5—10 m mächtigen Schichten zwischen den beiden Oolithbänken bestehen zum größten Teil aus gewöhnlichen Wellenkalken oder mergeligen Schichten. Die Oolithbank β ist in der Meininger Gegend größtenteils aus gelben, runden Ooiden zusammengesetzt. In der Richtung auf Oberfranken verhält sie sich ähnlich wie die Oolithbank α: die Oolithstruktur tritt schließlich ganz zurück und sie geht schon bei Hildburghausen in einen ockerporigen Kalk mit Trochiten und *Lima lineata* über.

Die durchschnittlich 20 m mächtigen Schichten zwischen der Oolithbank β und der unteren Terebratelbank bestehen

zum größten Teil aus typischen, dünnschichtigen Wellenkalken. Daneben finden sich plattige Kalke, mergelig-schieferige Kalke, bröckeliger Wellenkalk, Schiefertone, Bohrröhrenbänke usw. Auf ganz kurze Entfernungen ändert sich die Ausbildung häufig vollkommen. Fossilien fehlen fast ganz, doch finden sich im Meininger Gebiet in ihnen zwei reichlich fossilführende Lagen, eine untere 6—8 m über der Oolithbank β und eine obere 6—8 m unter der unteren Terebratelbank. Die untere keilt oft aus, um aber immer in demselben Niveau wieder einzusetzen, während die obere im Thüringer Gebiet sich als sehr konstant erweist und die Thüringer *Spiriferina*-Bank darstellt. Sie besteht aus einem 0,3—0,6 m mächtigen stark konglomeratischen Kalk, welcher paläontologisch durch *Spiriferina fragilis* gekennzeichnet ist. Südlich von Meiningen keilt sie schnell aus und auch im Oberfränkischen Gebiet kommt sie nicht mehr vor.

Die Terebratelbänke sind neben den Schaumkalkbänken die auffallendsten Horizonte des Thüringischen Wellenkalks. Ihr Verhalten nach SW ist bereits beschrieben worden, auch nach SO nimmt ihre Mächtigkeit ab und die oolithische Ausbildung der unteren Bank in der Meininger Gegend geht nach SO in einen kristallinen ockerporigen Kalk über. Von der reichhaltigen Fauna, unter der neben *Terebratula vulgaris* besonders *Spiriferina hirsuta* zu erwähnen ist, bleiben nur *Terebratula vulgaris*, *Lima lineata* und *Encrinus liliiformis* übrig, welche letzteren schließlich durchaus die Vorherrschaft erringen.

Die bei Meiningen 2,5—3 m mächtigen Schichten zwischen der unteren und oberen Terebratelbank zeigen den gewöhnlichen Charakter des Wellenkalks, doch kommen auch hier einige Lagen von Schiefertonen und mergeligen Schichten vor. Die obere Terebratelbank ist im allgemeinen geringmächtiger als die untere und geht ebenso wie diese in der Richtung auf Oberfranken in kristallinen oder dichten, rostbraunen Kalk über.

Die Schichten zwischen der oberen Terebratelbank und dem Schaumkalkhorizont zeigen die gewöhnlichen Formen des Wellenkalks: flaserige und dünnschichtige Kalke, bröckelige Kalke und Schiefertonlagen, doch herrschen kompakte knollige Kalke bei weitem vor. Die Schichtserie ist bei Meiningen 20—25 m mächtig. Mit Ausnahme der schon erwähnten *Pentacrinus-(Spiriferina-)* Bank sind diese Schichten fast ganz fossilleer; hin und wieder finden sich einzelne sehr dünne, rasch auskeilende, fossilführende Lagen.

Der Schaumkalk bildet den eigenartigsten und zugleich in den Geländeformen ausgeprägtesten Horizont des Wellenkalks. Seine petrographische Beschaffenheit ist hauptsächlich seiner technischen Verwertbarkeit wegen zu allgemein bekannt, um hier weiter als erwähnt zu werden. Ich verweise auf die im Literaturverzeichnis angegebenen einschlägigen Arbeiten. In der Meininger Gegend treten drei Bänke auf, von denen die untere in der Regel die mächtigste ist und Mächtigkeiten von 2 m erreicht. Der größte Teil der Bank ist schaumig, d. h. ursprünglich oolithisch ausgebildet, doch finden sich dazwischen Lagen, die aus Muschelfragmenten bestehen. Häufig ist auch eine Teilung der Bank durch zwischengeschaltete wellenkalkartige Einlagerungen. Sie zeigt häufig deutliche Diagonalschichtung. Sehr häufig treten auch flache, auf Aufarbeitung des Untergrundes zurückzuführende Geschiebe an der Basis auf. Östlich von Eisfeld geht der feinporöse Schaumkalk in einen kristallinen, ocker-

porigen Kalk über. Sehr häufig sind im Schaumkalk Crinoidenstielglieder und außerdem *Pecten discites* und *Pecten laevigatus*, wie auch *Gervillia socialis* und *costata*. Zum erstenmal stellt sich hier auch *Myophoria orbicularis* reichlicher ein.

Die Schichten bis zur mittleren Schaumkalkbank zeigen noch typischen Wellen- und Knollenkalkcharakter. Die mittlere Schaumkalkbank ist meist schwächer ausgebildet, und 1—3 m darüber folgt die meistens ebenfalls schwächer als die untere entwickelte Obere Schaumkalkbank. Sie zeigt den stärksten Wechsel sowohl in der Mächtigkeit als auch in der Fazies und keilt gelegentlich ganz aus. Im Durchschnitt ist sie jedoch $\frac{1}{2}$—1 m mächtig. Es macht sich in ihr bereits eine starke Verarmung der Arten und des Individuenreichtums der Fauna der beiden unteren Bänke bemerkbar. Die 1—3 m mächtigen Kalkschichten zwischen ihr und der mittleren Schaumkalkbank sind im Gegensatz zu den tiefer liegenden Schichten größtenteils ebenschichtig ausgebildet und nähern sich bereits der Ausbildung der *Orbicularis*-Schichten. Diese bestehen aus ebenplattigen, graublauen, in großen Mengen *Myophoria orbicularis* führenden Kalken. Stellenweise finden sich hier schon gelbliche Gesteine, welche an die des mittleren Muschelkalks erinnern. Nach S gehen die plattigen Kalke mehr und mehr in dünnschieferige Mergel oder in gelbliche dolomitische Kalkmergel über. *Myophoria orbicularis* bildet fast den einzigen Rest der reichhaltigen Fauna der Schaumkalkbänke. Die Grenze dieser sich bereits eng dem Mittleren Muschelkalk anschließenden Schichtreihe gegen diesen ist häufig recht schwierig festzustellen, da die Grenze der kalkigen Schichten gegen die dolomitischen eine reine Faziesgrenze ist. Die dolomitische Fazies des Mittleren Muschelkalks greift nach N in immer tiefere Horizonte hinab. Ähnliche Verhältnisse werden wir später an der Muschelkalk-Lettenkohlegrenze kennen lernen.

Es ergibt sich also folgende Gliederung des Wellengebirges der Meininger Fazies:

Orbicularis-Schichten		1,5	bis	2	m
Schaumkalkhorizont	O.S.K.	0,75	,,	1	,,
	Zw.	2,4			
	M.S.K.	0,45	,,	0,66	,,
	Zw.	3,5			,,
	U.S.K.	1,5	,,	2	,,
Wellenkalk		7	,,	8	,,
Pentacrinus-Bank		0,08	,,	0,15	,,
Wellenkalk		14	,,	18	,,
Terebratelbänke	O.T.	0,4	,,	0,6	,,
	Zw.	2,5	,,	3	,,
	U.T.	0,75	,,	1	,,
Wellenkalk		22	,,	27	,,
Oolithbänke	Oo. β	0,75			,,
	Zw.	7,5	,,	10	,,
	Oo. α	0,4	,,	0,6	,,
Unterster Wellenkalk		35	,,	37,5	,,
Gelber Grenzkalk		0,5	,,	1,5	,,

Röt

Für die Gliederung und die genauen Mächtigkeitsverhältnisse des Wellenkalks in den übrigen Faziesgebieten verweise ich auf die Angaben Vollrath's (62).

Nachdem hiermit die stratigraphischen Verhältnisse des Thüringer Wellengebirges in kurzen Umrissen dargestellt worden sind, sei nun mit der Beschreibung des

Oberfränkischen Wellenkalks

begonnen. Zuerst sei jedoch noch einiges über die Untersuchungsmethode vorausgeschickt.

Da es strenge Leitfossilien für einzelne stratigraphische Horizonte nicht nur des Wellengebirges, sondern mit Ausnahme der Ceratiten im Oberen Muschelkalk für den ganzen Muschelkalk nicht gibt, so können paläontologische Momente zur Parallelisierung der einzelnen Horizonte in nur sehr geringem Maße in Betracht gezogen werden. Eine auf ein einziges Fossil gegründete Parallelisierung ist vollends unzulässig. Es lassen sich zwar im Wellengebirge für beschränkte Gebiete innerhalb eines Faziesbezirks durch Leitformen gekennzeichnete Horizonte feststellen, jedoch stellt sich fast immer mit dem Fazieswechsel auch ein Wechsel der Fauna ein. Vergleiche auf Grund der Häufigkeit eines Fossils oder der Lebensgemeinschaft versagen auf größere Entfernungen, und in unserem Gebiet häufig auf nur recht geringe Entfernungen ebenfalls. Denn in der Regel und im Oberfränkischen Gebiet ohne Ausnahme ändern sich auch diese mit der Fazies. Da nun im Küstengebiet Oberfrankens und der Oberpfalz auch die in anderen Gebieten häufig so gute Dienste leistenden petrographischen Vergleichsmomente infolge der viel gleichmäßigeren Ausbildung, dem überaus raschen Wechsel in der Gesteinsausbildung und der allmählichen Annäherung in der Gesteinsentwicklung sämtlicher Muschelkalk- und schließlich sämtlicher Triasglieder nur in sehr geringem Maße in Frage kommen, so muß notgedrungenerweise in erster Linie die Lage zu den anderen Schichten entscheiden. Da aber die im normalen Gebiet so charakteristischen Leithorizonte, wie z. B. die Schaumkalkbänke und Terebratelbänke, einer nach dem andern verschwinden, schon lange vor ihrem Auskeilen recht unscheinlich werden und im Gelände meist recht schwierig aufzufinden sind, so gestaltet sich mit zunehmender Entfernung von NW nach SO auch die Feststellung der genauen Lage irgendeiner Schicht recht schwierig. Es bleiben zum Vergleich schließlich nur die durch einen petro-

graphischen Wechsel einigermaßen gekennzeichneten Grenzen größerer Schichtpakete und schließlich nur noch die Grenzen der einzelnen Muschelkalkglieder. Ganz im S sind auch diese, ja sogar die der einzelnen Triasglieder untereinander nicht mehr festzustellen. Es muß dadurch die stratigraphische Einteilung, nicht zuletzt auch wegen der äußerst geringen Schichtmächtigkeiten im südlichen Teil des Gebietes, notgedrungen sich mit zunehmender Entfernung von N immer einfacher gestalten, um zuletzt nur noch in den Grundzügen anwendbar zu werden. Schon lange vor dem Auskeilen der Muschelkalkschichten erweist sich die im normalen Gebiet übliche Einteilung als eine künstliche, den Verhältnissen kaum noch oder schließlich gar nicht mehr entsprechende. Sie ist nur zum Vergleich mit dem normalen Gebiet und zur Beurteilung der Faziesveränderungen, welche die einzelnen Unterabteilungen, Schichtglieder und Horizonte betreffen, beizubehalten. Irgendwelche praktische Verwendbarkeit, z. B. für Kartierungszwecke, besitzt sie ganz im S nicht mehr im geringsten.

Da die Ausbildung des Röt nicht allein für paläogeographische Fragen, sondern auch im S für die Festlegung der Röt-Muschelkalkgrenze von der größten Wichtigkeit ist, so sei auch das Röt hier kurz beschrieben, zumal dessen Faziesänderungen nicht weniger bedeutsam als die des Muschelkalks sind.

Das Röt und die Röt-Muschelkalkgrenze.

Von Thüringen her nahe Neustadt a. H. in unser Gebiet eintretend, besteht das untere Röt zwischen Mittwitz und Schmölz zum größten Teil aus weißlichgrauen, stellenweise noch rötlichen, grobgebankten Sandsteinen, welche *Chirotherium*-Fährten und reichlich Tongallen enthalten. Unregelmäßige Zwischenlagen von bunten Letten sind häufig. Bei Kronach besteht dieser untere Teil des Röts hauptsächlich aus den technisch wichtigen, hell- bis grauweißen *Chirotherium*-Sandsteinen. Darüber stellen sich dann bei Mittwitz bunte Letten mit vielen eingelagerten rötlichen bis grauweißen Sandsteinbänken ein. Nach oben zu werden diese dolomitisch und rostfleckig. Auch bei Kronach am Kreuzberg, unweit Höfles, folgen über dem weißen *Chirotherium*-Sandstein rötliche, violette und grünlich-graue, z. T. noch sandige Letten mit eingelagerten weißen Sandsteinbänkchen. Sowohl diese Sandsteinbänke, als auch der weiße *Chirotherium*-Bausandstein, sind

feldspathaltig, sodaß letzterer meistens als ein feinkörniger Arkose-Sandstein angesprochen werden kann.

Über diesen bunten Letten stellen sich bei Kronach dann die Myophorienschichten ein. Während diese bei Meiningen normal aus einer Folge von auf den Schichtflächen reichlich *Myophoria vulgaris* führenden, durch dünne Mergelzwischenlagen getrennten Kalkplatten bestehen, tritt diese plattige Ausbildung bei Kronach schon sehr zurück. Kalkplatten fehlen fast ganz und die wenigen vorkommenden sind stark dolomitisch und zum großen Teil sandig. Sie führen hauptsächlich *Myophoria costata* Zenk. und *Anoplophora Münsteri* Wissm. spez. Außerdem kommen in den höheren Lagen noch dünne, meist dolomitische Sandsteinbänkchen vor. Bei weitem den größten Anteil nehmen bunte Letten und Mergel.

Eine gute Übersicht über die Schichtfolge des oberen Röt bietet das Profil am Steilhang des linken Rodachufers bei Zeyern in der beigegebenen Fossilliste I, auf welche ich hier verweise.

Wie in der Gegend von Meiningen folgt hier noch über den Bänken mit *Myophoria vulgaris* ein $5\frac{1}{2}$ m mächtiger Komplex von bunten Letten und Mergeln, welchen sich dann gelbliche, dolomitische Kalke und Dolomite auflagern.

Die Myophorienschichten sollen dementsprechend, wie allgemein südwestlich des Thüringer Waldes, auch hier dem Röt angegliedert werden, wenn sie sich auch hier noch faziell und faunistisch dem Muschelkalk anschließen. Während aber in der Meininger Gegend auch der gelbe Grenzkalk noch zum Röt gerechnet wird, möchte ich ihn hier im Oberfränkischen Gebiet dem Wellenkalk angliedern, wie ja Sandberger ihn auch in der Würzburger Gegend zum Wellengebirge gerechnet hat, und zwar aus verschiedenen Gründen. Einerseits kommen zwischen den gelben dolomitischen Sandsteinbänken bereits typische Wellenkalkmergel vor, andererseits schließt er sich bereits hier bei Kronach in bezug auf die Gesteinsbeschaffenheit und Fauna viel enger den Wellenkalken und Wellenkalkmergeln als den bunten Letten des Röt an. Im S vollends bei Bayreuth und Weidenberg kann er unmöglich mit dem Röt in Beziehung gebracht werden, denn erstens liegt er hier z. T. unmittelbar auf Arkosesandsteinen des Obersten Röt, mit denen er in jeder Beziehung nichts gemeinsam hat, und zweitens schließt er sich hier ganz natürlich an die tonig-sandig-dolomitische Ausbildung des Unteren Wellenkalks an. Ihn hier zum Röt zu rechnen, wäre ein rein künstliches Verfahren und hätte weder theoretisch noch praktisch irgend etwas für sich. Er bildet hier im Bayreuther Gebiet einen wichtigen Leithorizont zur genauen Festlegung der Rötmuschelkalkgrenze, da hier die roten Letten des Röt nahezu vollständig fehlen.

Entsprechend dem Anschwellen des gelben Grenzkalkes von Meiningen aus, wo er nur 0,5—1,5 m mächtig ist, nach SO über Eisfeld und Meeder, wo er 3,5 m mißt, zeigt er bei Zeyern eine Gesamtmächtigkeit, einschließlich der ähnlichen gelben dolomitischen Schichten über der ersten Wellenkalklage, von 2,8—3 m. Nach S zu nimmt von hier ab seine Mächtigkeit stark ab.

Bei Weidenberg beträgt seine Durchschnittsmächtigkeit nur noch 0,45 m. Auch bei Laineck im Rodersberg-Graben ist er nicht mächtiger. Während er bei Zeyern nur z. T. dicht, zum größeren Teil aber kristallin ist, besitzt er bei Weidenberg eine dichte und wechselnd tonige, stark dolomitische Beschaffenheit. Außerdem enthält der dolomitische gelbe Grenzkalk bei Weidenberg in den unteren Lagen häufig größere Quarzkörner und unregelmäßig eingestreute Tonbutzen. Auch enthält er hier in den höheren Lagen stellenweise recht viele Crinoidenstielglieder nebst einzelnen Kelchen. Es ist hier somit der gelbe Grenzkalk und die in der Meininger Gegend normal darüber folgende 0,5—0,75 m mächtige, blaugraue, dichte, einzelne Encrinitenstielglieder führende Kalkbank in einer einzigen dolomitischen Bank vereinigt.

Südlich von Weidenberg habe ich die Bank nicht mehr beobachten können, doch macht sich noch bei Kötzersdorf und Eisersdorf eine braungefärbte, ursprünglich carbonatreichere Lage über den Arkosesandsteinen des Röt bemerkbar.

Während das Obere Röt somit bei Kronach noch eine mehr oder weniger normale Ausbildung besitzt, machen sich nach SO zu rasch durchgreifende Änderungen bemerkbar. Schon bei Wötzelsdorf, nur 7 km südlich von Zeyern, macht sich ein starkes Zurücktreten der bunten Letten und ein zunehmender Sandgehalt bemerkbar, wie aus dem Profil Wötzelsdorf in der Profilliste I ersichtlich ist.

Noch weiter südlich treten die bunten Letten und damit der Tongehalt mehr und mehr zurück, während die feinkörnig-sandige, feldspathaltige Ausbildung der unteren Rötschichten immer höher greift.

Schon bei Trebgast treten nur wenige Meter unter der Muschelkalkgrenze grobgebankte helle, weißlichgraue, z. T. tigerfleckige, feinkörnige Arkosesandsteine auf. Stellenweise geht bereits hier das Korn in ein gröberes über, und es treten breccienähnliche Lagen auf. Die braunen Flecken rühren wohl von ausgelaugten Dolomitknollen her. Nach oben wird der feinkörnige Arkosesandstein hellweiß und dünnplattig bis schieferig. Ich verweise hier auf das Profil Trebgast—Michelsreuth in der Profilliste I.

Schon bei Untersteinach bei Bayreuth fehlen die Letten und Schiefertone des Oberen Röt nahezu gänzlich.

· Bunt
-Michel

, Letten u
s.
mitisc
it Tonlins
Dolomitmer
thaltige S
itische, fe
.
ndiger Do
körnige S
äßigen To

e.
Sandst

[zu p. 262.]

Profilliste I: Röt, bezw. Oberer Buntsandstein.

Profil Zeyern.

0,42 Wellenkalk.

1,00 Dünngebankte, hellgelblichbraune, stark dolom. kristalline Kalkbänke mit Mergelzwischenlagen.
0,50 Kristalline, gelblichgraue dolom. Kalkbänke.
1,00 Ebenschichtige, graue Kalkmergel.
0,90 Typische, wulstig-knollige Wellenkalkmergel.
0,55 Heller, gelblichbrauner, kompakter, kristalliner Dolomit mit Glimmerblättchen.
0,10 Dünngebankte, helle dolomitische Mergel.
} Horizont des Wellendolomits.

0,65 Grobgebankter, gelber dolomitischer Kalk. Gelber Grenzkalk.
0,60 Dichte, graue, z. T. knollige dolomitische Mergel.

5,35 Graue und violette Letten.
0,30 Dolomitische Kalkbänke mit dünnen Mergelzwischenlagen.
0,80 Gelbbraune, z. T. knollige Mergel.
0,08 Poröser, drusiger, dolomitischer Kalk.
3,00 Graue und bunte Letten mit zwischengelagerten härteren carbonatreichen Bänkchen.
0,70 Graue und gelbliche Letten mit dünnen, rostfleckigen dolomitisch-sandigen Lagen.
1,00 Dünngeschichtete graue Mergel mit *Myoph. vulg.*
0,20 Schwachsandiger, dolomitischer Kalk mit *Myoph. vulg.*
0,02 Dunkelgraue, dolomitisch-sandige Bank.
0,06 Kompakte dolomitische Mergel.
0,02 Dünngeschichtete und ebenschichtige graue Mergel.
0,09 Knollige, dolomitische Mergel.
0,02 Rotes Sandsteinbänkchen.
0,20 Knollige dolomitische Mergel.
0,20 Kompakte, dolomitische Kalkbank mit *Myoph. vulg.*
3,00 Rote, violette und graue Letten.
0,09 Rote, sandige Letten.
0,30 Rote Lettenschiefer.
0,30 Graue Mergel mit *Myoph. vulg.*
0,08 Schwach rötliche, dolomitisch-sandige, glimmerführende Kalkbank mit *Myoph. vulg.*
} Myophorien-Schichten des Röt.

0,13 Graue, z. T. knollige Mergel mit eingeschalteten Sandsteinbänkchen.
0,04 Sandig-tonige Lage.
1,50 Graue Lettenschiefer.
4,00 Rote, graue und violette Letten.
0,03 Graue, rostfleckige, dolomitische Sandsteinbank.
1,50 Rote, violette und graue Letten.
0,01 Weißer, loser Sandstein.
2,00 Rote Letten.
0,45 Dünngeschichteter, rötlicher Sandstein.

Lücke — — — — — — — — — — — — — — — — — —

Heller, feinkörniger, feldspathaltiger Sandstein, grob- oder ungebankt. } *Chirotherium*-Sandstein.

Profil Wötzelsdorf.

Kleinknollige, tonige Wellenkalkmergel.
2,00 Hellgraue, knollige, dolomitische Mergel mit vielen eingeschalteten, 3—6 cm mächtigen, hellen, zuckerkörnigen Dolomitbänkchen mit *Myophoria vulgaris* auf den Schichtflächen.
} Horizont des Wellendolomits.

0,05—0,08 Gelber, dolomitischer Grenzkalk.

1,80 Hellgraue Letten und Tone.
0,10 Helle, feinkörnige Sandsteinbank.
6,50 Hellgraue, glimmerführende Letten; hellgraue, dünn- und ebenschichtige sandige Tone mit vielen dünnen hellen, feldspathaltigen, glimmerführenden, feinkörnigen Sandsteinbänkchen.

Lücke — — — — — — — — — — — — — — — — — —

Helle, feldspathaltige Sandsteine:
Chirotherium-Sandstein.

Profil Trebgast-Michelsreuth.

Sandige Dolomitbänkchen, Letten und helle Mergel des Unteren Muschelkalks.
0,10—0,15 Gelber, dolomitischer Grenzkalk: schwachsandig, mit Tonlinsen und flachen Geschieben eines hellen Dolomitmergels.
0,90—1,00 Schieferige, feldspathaltige Sandsteine.
0,08 Braungelbe, stark dolomitische, feinkörnige, feldspathaltige Sandsteinbank.
0,06 Heller, zuckerkörniger, sandiger Dolomit.
3,00 Grobgebankte, helle, feinkörnige Sandsteine, feldspathaltig, mit unregelmäßigen Tonzwischenlagen.
Darunter:
Feldspathaltige Sandsteine.
(*Chirotherium*-Sandstein.)

Profil Görschnitz.

2—3,00 Hellgraue Tone mit braungelben und braunen dolomitischen Sandsteinbänkchen und sandigen Dolomitbänkchen des Unteren Wellenkalks: Horizont des Wellendolomits und gelben Grenzkalks.

0,15 Helle, glimmerführende, feldspathaltige Sandsteinbank.
0,30 Weiße Arkosesandsteinbank mit Tongallen und großen Feldspäten.
2,00 Fein- bis mittelkörnige Arkosesandsteine mit Tongallen und zentimetergroßen Orthoklasen.
2,10 Hellgraue, sandige Letten und Schiefertone.
1,90 Grobgebankte, fein- bis mittelkörnige Arkosesandsteine.
2,00 Rotbraune und hellgraue, sandige Letten.
3,00 Grobkörnige Arkosesandsteine, ungeschichtet mit Tongallen und zentimetergroßen Orthoklasen.
4—5,00 Rote und hellgraue, stark sandige Letten.
Helle, mittelkörnige Arkosesandsteine bis zur Carneolbank.

Profil Weidenberg (Tongrube).

Hellgraue Tone und Letten des Unteren Wellenkalks, mit sandigen Dolomitbänkchen mit *Myoph. vulgaris*, *Lima lin.* und *Lima rad.*

0,45 Gelber, dolomitischer Grenzkalk, mit *Encrinus lil.* und flachen Geschieben eines Mergeldolomits.
3—4,00 Feinkörnige, ungeschichtete, lose Arkosesande mit großen Feldspäten und Quarzen von guter Kristallbegrenzung, Tongallen und unregelmäßigen Tonlagen.
Darunter:
Lose und ungeschichtete, kaolinisierte Arkosesandsteine, mittel- bis feinkörnig.

Im Rodersberger Graben bei Laineck und bei Weidenberg kommen stark sandige graue Tone nur noch in sehr untergeordnetem Maße vor. Bei Untersteinach bei Bayreuth stehen unten am Flußufer mehrere Meter mächtige, ungeschichtete, mittel- bis feinkörnige Arkosesandsteine an. Darüber liegen hellbraune bis dunkelbraune, manganfleckige, feste, feldspathaltige, dolomitische Sandsteine, auf welche der gelbe dolomitische Grenzkalk mit 0,20—0,25 m Mächtigkeit folgt. Darüber liegen Schiefertone und Sandsteinbänkchen des Unteren Muschelkalks.

Bezeichnend für den wechselnden Charakter des Röt ist die Tatsache, daß nur 2—3 km südlich davon, am Wege von Görschnitz nach Görau, im unteren Teil des Röt, wieder einige rotbraune Letten auftreten. Die genaue Schichtfolge gibt das Profil Görschnitz in der Profilliste I wieder.

Ein äußerst lehrreiches Profil ist in der Tongrube der Ziegelei bei Weidenberg aufgeschlossen.

Zu unterst liegen sehr lose, ungeschichtete Arkosesandsteine mit weißem und rotem Quarz, blaßroten und weißen Feldspäten, Muscovitglimmer und grünlichen, zersetzten Chloritmineralien. Der Sandstein ist mittelkörnig und z. T. kaolinisiert. Nach oben stellen sich unregelmäßige Tonlagen ein. Darüber folgen wieder lose, vollkommen ungeschichtete, stellenweise stark tonige, zuunterst sehr grobkörnige Arkosesandsteine mit manchmal fast zentimetergroßen Feldspäten, kleinen runden Quarzgeröllchen, weißem Muscovitglimmer, grünlichen Zersetzungsmineralien und vielen Tongallen. Die Quarzbestandteile sind größtenteils ebenso wie die Feldspäte, welche häufig beinahe vollkommene Kristallbegrenzung aufweisen, recht wenig abgerundet. U. a. fand sich die fast vollkommen erhaltene Endpyramide eines Quarzprismas. Es handelt sich also ohne Zweifel um nur wenig weit verfrachtetes Gesteinsmaterial (**30 a**).

Nach oben wird der Arkosesandstein feinkörniger, bleibt aber noch immer lose und vollkommen ungebankt. Der Tongehalt nimmt stark zu, bis sich dünne zusammenhängende Tonlagen einstellen, welche sich allerdings immer nur auf einige Meter erstrecken und dann auskeilen. Ganz zuoberst, unter dem gelben dolomitischen Grenzkalk, stellt sich wieder ein feinkörniger, ungeschichteter und loser, hellweißer Arkosesandstein ein, welcher scheinbar schon ein schwaches dolomitisches Bindemittel besitzt. Die Oberfläche dieser Lage ist sehr unregelmäßig und von flachen Rinnen ausgefurcht, in welche sich nun der unmittelbar darüber liegende gelbe dolomitische Grenzkalk einfügt und sie ausfüllt. Über dem Grenzkalk folgen dann die Tone des Unteren Wellenkalks.

Es ist kein Zweifel, daß hier nicht nur der Buntsandstein, sondern auch das ganze Röt eine terrestre Bildung darstellt, wobei das Material z. T. nur sehr wenig weit transportiert wurde. Auch am Kreussener Muschelkalkzuge tritt der terrestre Charakter des liegenden Röt stark hervor. Er läßt sich häufig kaum mehr von dem Buntsandstein unterscheiden.

Die obersten Lagen bestehen auch hier im wesentlichen aus mächtigen, ungeschichteten, losen weißen Arkosesandsteinen, deren obere Grenzfläche meistens Rinnen und andere Abtragungsfurchen zeigt. Diese Unebenheiten

sind dann meistens von grauen oder rötlichen, sandigen, Kreuzschichtung aufweisenden Letten oder von ebenfalls Kreuzschichtung aufweisenden losen Arkosesanden, welche manchmal 3—4 cm große gerundete Quarzgerölle enthalten, ausgefüllt. Die häufig noch rotbraunen Letten sind meistens linsenförmig in Vertiefungen und mit übergreifender Lagerung den losen ungeschichteten Arkosesandsteinen eingeschaltet. Tongallen sind äußerst häufig.

Bei Funkendorf ist das Röt unweit der Muschelkalkgrenze bereits auffallend grobkörnig, ja konglomeratisch.

Es besteht in der Hauptsache aus mächtigen, (4—5 m und mehr) ungebankten, grobkörnigen Arkosesandsteinen und losen Arkosesanden, welchen einige wenige unregelmäßige Lagen tiefroter sandiger Letten eingeschaltet sind. Mit Ausnahme der groben Gerölle sind die grobkörnigen Bestandteile meistens wenig gut abgerundet und bei den Quarzen und in geringerem Maße den weißen Feldspäten lassen sich vielfach die Kristallformen in groben Umrissen erkennen.

Ganz im S bei Kemnath und Eschenbach besteht das Röt ausschließlich aus Arkosesandsteinen; nur noch zwischen Kötzersdorf und Heidenaab kommen zum letztenmal unregelmäßige, geringmächtige rote Letten als Einschaltungen vor.

Das oberste Röt besteht hier überall aus mächtigen, grob- und ungebankten, hellweißen bis grauen, meistens mittelkörnigen, Tongallen enthaltenden Arkosesandsteinen, welche einen viel verwerteten Bausandstein liefern. Er ist von den Arkosen des Unteren und Mittleren Muschelkalks, außer wo diese noch schieferig sind, nicht mehr zu unterscheiden.

Schon Vollrath wies auf die weitgehende Verzahnung der Röt- und der Muschelkalkfazies und auf die ausschließlich fazielle Natur der Röt-Muschelkalkgrenze hin. Er konnte nachweisen, daß die Rötgrenze von N nach S in immer höhere Horizonte aufsteigt, so daß in der Freudenstädter Fazies die Schichten des Wellenkalks unter der Oolithbank α vollständig fehlen. Außerdem faßt er die Rötmergel als terrestre Bildung auf. Auch hier im Oberfränkischen Gebiet tritt die rein fazielle Natur der Röt-Muschelkalkgrenze auf das Deutlichste hervor. In welchem Maße im südlichen Teil des Gebiets Schichten des unteren Wellenkalks fehlen, läßt sich infolge des gänzlichen Mangels von Leithorizonten und der gleichmäßigen Ausbildung nicht feststellen, doch ist einer langsamen nach S fortschreitenden Transgression entsprechend auch hier anzunehmen, daß der gelbe Grenzkalk nach S und SO zu immer höher steigt und als Faziesgrenze die Schichten diagonal durchsetzt. Bei Zeyern tritt eine den Oolithbänken parallelisierbare Schicht nur 12 m über dem dolomitischen Grenzkalk auf. Bei Meiningen liegt die Oolithbank α jedoch noch 35—37 m über dem

gelben Grenzkalk. Es ist daher hier ein beträchtlicher Teil der Schichten unterhalb den Oolithbänken bereits ausgekeilt.

Im Röt selbst läßt sich dieses Höhersteigen der verschiedenen Fazies nach S auf das deutlichste erkennen. Fand bei Kronach noch eine Verzahnung der marinen Fazies der Myophorienschichten mit der kontinentalen der Rötmergel und Letten statt, so greift nicht weit südlich davon die marine Fazies immer höher und die Myophorienschichten keilen rasch aus. Sodann greift auch die Faziesgrenze der lakustrischen und limnischen Rötmergel gegen die Sandsteinfazies des Buntsandsteins und des unteren Röts in immer höhere Horizonte über, bis die Rötlettenfazies schon bei Trebgast fast vollständig auskeilt. Darauf legt sich der gelbe Grenzkalk als Basalschicht des marinen Wellenkalks unmittelbar auf terrestre Arkosen der Buntsandsteinfazies auf. Noch weiter südlich greift diese Fazies dann auch in den Muschelkalk selbst über, um auch diesen diagonal zu durchsetzen. Doch wird hierauf noch zurückzukommen sein.

Der Oberfränkische Wellenkalk.

(Profilliste II.)

Während in der normalen Ausbildung der Meininger Fazies der untere Muschelkalk durch das Auftreten der Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkbänke in vier gut charakterisierte Abteilungen zerlegt wird, lassen sich im Oberfränkischen Gebiet wegen des völligen Zurücktretens der Oolithbänke nur drei solche natürlichen Abteilungen feststellen. Am deutlichsten und ausgeprägtesten ist diese Dreiteilung im mittleren Gebiet in der Umgebung von Bayreuth, wo sich ganz natürlich ein unterer tonig-sandiger Teil, ein mittlerer dolomitischer und ein oberer wiederum sandig-toniger Teil ergeben. In dieser Hinsicht schließt er sich dem unteren Muschelkalk der Lothringisch-Luxemburgischen Küstenregion an.

Obwohl im ganzen Gebiete die Terebratelbänke kaum entwickelt sind, so ist ihr Horizont überall mit Ausnahme des extrem südlichen Gebietes durch einen deutlichen Wechsel in der Gesteinsausbildung gekennzeichnet. Er ist somit ein wichtiger Faktor in der stratigraphischen Horizontbestimmung. Auch die untere Schaumkalkbank läßt sich als härtere carbonatreichere Lage weit nach S verfolgen, ebenso die *Orbicularis*-Schichten bis nach Heidenaab vor Kemnath.

Es ergibt sich somit eine natürliche Gliederung des unteren Muschelkalks in drei gut charakterisierte Abteilungen: die Schichten zwischen dem gelben Grenzkalk und dem Horizont der Terebratelbänke, die Schichten zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und dem Schaumkalkhorizont (einschließlich des letzteren) und die *Orbicularis*-Schichten.

Die Schichten unterhalb des Horizontes der Terebratelbänke.

Während diese Schichten in der Meininger Gegend aus typischen Wellenkalken und nur die unteren 8—10 m aus ebenschichtigen, grauen, stellenweise mergeligen Kalken bestehen, macht sich schon bei Zeyern ein starker Unterschied in der petrographischen Beschaffenheit dieser Schichten und denjenigen zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und dem Schaumkalkhorizont bemerkbar. Während letztere beinahe ausschließlich aus grob- und kleinknolligen Kalken und typischen Wellenkalken bestehen, zeigt sich in den unteren Wellenkalkschichten bereits ein viel höherer Tongehalt und bei weitem der größere Teil ist ebenschichtig, wenn auch häufig mit wulstiger Oberfläche. Mergel wiegen gegenüber den härteren Kalken vor und es treten bereits in einigen Lagen, bei Zeyern besonders im Schichtkomplex unmittelbar unter den Terebratelbänken, in reichlichem Maße dünnblätterige, hell- bis dunkelgraue Schiefertone auf. Neben den ebenschichtigen Kalkmergeln kommen aber auch in untergeordnetem Maße typische Wellenkalke vor.

Auch sind in den unteren 20 m dieser Schichtserie noch eine ganze Anzahl dünner Fossilbänkchen und ockerporiger kristalliner Kalke enthalten, welche den Schichten über dem Terebratelhorizont fast ganz fehlen. Sie sind den ebenschichtigen Kalkmergeln und den härteren, Bohrlöcher enthaltenden Kalkbänken als unregelmäßige, meistens rasch auskeilende und wieder einsetzende Linsen eingeschaltet. Sie enthalten hauptsächlich *Gervillia socialis*, viele häufig zweischalige *Lima lineata*, welche außerdem die Schichtflächen manchmal ganz bedecken, *Encrinus*- und *Pentacrinus*-Stielglieder und recht zahlreich *Dentalium torquatum*. Es tritt eine sehr geringmächtige Bank auf, welche fast ausschließlich sehr kleine *Pentacrinus*-Stielglieder führt. Die Bänke sind meistens stark ausgelaugt und ockerporig.

Inwiefern einzelne dieser Fossil- und kristallinen, ockerporigen Kalkbänke den Oolithbänken entsprechen, läßt sich nicht genau feststellen, da es nicht möglich ist, die Bänkchen auf größere Entfernung zu verfolgen und sie auf ihre

Beständigkeit hin zu prüfen. Vollrath gibt eine allmähliche Mächtigkeitsverringerung der Schichten unter der Oolithbank α auch nach SO an, so daß der bei Meiningen 35—37 m messende Schichtkomplex bei Eisfeld nur noch 20 m und wenig südlich davon bei Meeder nur noch 10 m betragen soll. Außerdem gehen nach Vollrath die Oolithbänke nach SO rasch in ooidfreien, blaugrauen, kristallinen und ockerporigen Kalk über und es nehmen die Trochiten mehr und mehr zu und von der übrigen Fauna der Oolithbänke bleibt nur *Lima lineata* übrig. Auch soll die Mächtigkeit der Oolithbank bei Neustadt a. H., unfern der bayerischen Landesgrenze, bereits auf 0,1—0,2 m zusammengeschrumpft sein.

Hiernach wäre vielleicht ein 0,14 m mächtiges braunes, löcheriges und ockerporiges, kristallines Kalkbänkchen 12 m über dem gelben Grenzkalk als Oolithbank α anzusprechen. Es enthält viele *Lima lineata*, einzelne Myophorien, reichlich *Encrinus liliiformis* und *Dentalium torquatum*. Da auch die Schichten zwischen den beiden Oolithbänken nach S und SO geringmächtiger werden, so dürfte vielleicht eine 5,20 m höher auftretende, 0,13—0,26 m mächtige, bräunlichgraue, kristalline und schwach ockerporige Kalkbank der Oolithbank β entsprechen.

Einen guten Überblick über diese 43—46 m mächtige Schichtserie bietet das Profil Zeyern (Profilliste II).

Bei Wötzelsdorf sind die Schichten noch ganz ähnlich entwickelt, nur daß sich in den unteren Lagen bereits ein noch höherer Tongehalt bemerkbar macht. Auch bei Gössersdorf, wo die Schichten unter der Terebratelbank aufgeschlossen sind, zeigt sich ein bereits viel höherer Tongehalt als bei Zeyern. Es folgen hier unter der Terebratelbank dünngeschichtete Tone mit einer dünnen Lage, welche auf der Schichtfläche bereits reichlich Muscovitglimmer enthält. Darunter liegen stark tonige Kalkmergel und Kalke mit dünnen dünnblätterigen, glimmerhaltigen Tonzwischenlagen. Man vergleiche die Profile Wötzelsdorf—Gössersdorf in der Profilliste II.

Bei Lehental sind die unteren Lagen bereits stark tonig entwickelt. Es treten hier in den untersten Schichten helle Tone und Mergel auf, denen dünne, unregelmäßige, hellbräunliche, dolomitische Lagen eingeschaltet sind. Darüber liegen hellgraue dünngeschichtete Kalkmergel mit einzelnen Gervillien und *Lima lineata*.

Bei Gumpersdorf stehen an der unteren Grenze gelbliche und hellbräunliche, kristalline, schwach ockerporige und glaukonitische, schwachsandige, dolomitische, 0,1—0,15 m mächtige Bänke an, welche einzelne Encrinitenstielglieder enthalten. Es ist dieses wahrscheinlich eine örtliche Ausbildung des gelben dolomitischen Grenzkalks. Bemerkenswert ist der schwache Sand- und Glaukonitgehalt.

Bei Kauerndorf bestehen die Schichten bereits fast ausschließlich aus dünn- und ebenschichtigen Mergeln und reichlichen, zwischengelagerten dünnblätterigen, glimmerhaltigen Tonen. Nach

oben nimmt der Kalkgehalt zu, die Mergel werden fester und es stellen sich in einigen Lagen kleine Kalkknollen ein. Im untersten Teil hingegen treten häufige dünne, 0,03—0,08 m mächtige, hellgelblichbraune, kristalline und z. T. schwachsandige dolomitische Bänke auf. Nach oben nehmen diese Bänke rasch an Zahl ab. Bei Kauerndorf sind somit die ersten Anzeichen der Versandung zu finden.

Bei Ködnitz bestehen diese Schichten schon vorwiegend aus Schiefertonen und dünnblätterigen, glimmerhaltigen Lettenschiefern, welchen im unteren Teil reichliche, geringmächtige, (0,01—0,03 m), stark glimmerhaltige und carbonatreiche, dolomitische Sandsteinbänke eingeschaltet sind.

Ein Feldspatgehalt fehlt vollständig. Nach oben werden diese Bänke immer seltener. Es kommen aber, besonders im oberen Teil, noch immer carbonatreiche Lagen vor, welche sich häufig zu Kalkbänken zusammenschließen.

Der ganze Schichtkomplex ist hier noch 36—38 m mächtig.

Bei Trebgast ist nur der obere Teil des Schichtkomplexes aufgeschlossen. Den Hauptbestandteil bilden hier dunkelgraue Lettenschiefer und Schiefertone, denen jeglicher Sandgehalt nahezu vollständig fehlt. Dazwischen treten hellgraue bis gelblichgraue, glimmerführende, schwachsandige Mergel auf. Beiden eingelagert treten viele geringmächtige, hellgelblichbraune, dolomitische Sandsteinbänke auf, von denen einige auf den Schichtflächen zahlreiche *Myophoria vulgaris* enthalten.

Der Carbonatgehalt der Sandsteinbänkchen wechselt stark. Während die unteren meistens leicht zerreiblich sind und manchmal Kreuzschichtung aufweisen, werden sie nach oben mit zunehmendem Carbonatgehalt viel fester und häufig so kristallin, daß sie mehr die Bezeichnung von sandigen Dolomitbänkchen verdienen. Auch zeigen sich letztere häufig sehr porös und mit rötlichen Kalkspatdrusen erfüllt. Wurmkriechspuren und Wülste auf der Oberfläche sind häufig. Nach oben wird der Carbonatgehalt immer größer, jedoch stellen sich hier nicht Kalkbänke ein, sondern das Gestein wird vorwiegend dolomitisch. Die gelblichbraunen sandigen Dolomitbänkchen werden immer zahlreicher. Der Sandgehalt verschwindet mehr und mehr und an Stelle der Schiefertone, Letten und Mergel treten hellgelbe, noch schwachsandige, kristalline dolomitische Kalke und Dolomite auf, vorerst noch ebenschichtig und dünngebankt. Konkretionäre und wulstige Bildungen werden immer häufiger, bis die Schichten in den knollig-wulstigen, stark dolomitischen Wellenkalk oberhalb des Terebratelbankhorizonts übergehen.

Die Schichtmächtigkeit beträgt hier noch ungefähr 35 m.

Am Oschenberg bei Bayreuth zeigen sich die Schichten ganz ähnlich entwickelt. Der ganze Schichtkomplex ist

vorwiegend tonig ausgebildet, doch hat sich der Sand und auch der Glimmergehalt bereits stark erhöht.

Es treten Sandsteinbänke von 0,8—0,10 m Mächtigkeit auf. Der Sandstein ist noch feinkörnig und ohne makroskopisch sichtbaren Feldspatgehalt. Der ursprüngliche Carbonatgehalt dürfte ein beträchtlicher gewesen sein, da die Sandsteine meistens durch ausgelaugte Dolomitknollen braun gefleckt sind. In den unteren Lagen kommen darin außer einigen *Myophoria vulgaris* fast gar keine Fossilien vor, doch enthalten die oberen Sandsteinbänkchen und Mergel schlecht erhaltene *Lima lineata*, *Lima striata*, *Ostraea spondyloides* und *Myophoria cardissoides*. Hier und da treten Stielglieder eines sehr kleinen Encriniten auf. Nach oben nimmt der Carbonatgehalt zu und es treten hellgraue, sandige, kristalline Dolomitbänkchen in den Tonen und Mergeln auf.

Der ganze Schichtkomplex ist hier 32—34 m mächtig.

Ganz ähnlich sind die Schichten bei Döhlau an der Straße nach Görau ausgebildet. Bei Görschnitz ist die Schichtfolge bereits auf 25 m zusammengeschrumpft.

Die Ausbildung ist der am Oschenberg noch ganz ähnlich, jedoch besteht die ganze Schichtfolge fast ausschließlich aus Tonen und dünnblätterigen Schiefertonen. Die dolomitischen Sandsteineinschaltungen haben sich dagegen kaum vermehrt, selten werden sie mächtiger als 0,05 m. Der Carbonatgehalt ist auch in den unteren Lagen noch hoch, nimmt nach oben aber noch zu. Einzelne der Bänkchen enthalten hier und da noch dolomitisierte Schalenreste und einige Steinkerne von *Myophoria vulgaris*. Auch tritt die am Oschenberg erwähnte Bank mit zahlreichen Stielgliedern eines sehr kleinen Encriniten noch auf.

Das Maximum des Tongehalts aber erreicht der untere Wellenkalk bei Weidenberg, wie ja überhaupt nicht die Versandung, sondern die Vertonung das auffallendste und hauptsächlichste Merkmal des unteren Wellenkalks in der Bayreuther Gegend ist. Gegenüber dem Tongehalt tritt der Sandgehalt hier noch ganz zurück. Erst weiter im S gewinnt letzterer an Bedeutung. Bei Weidenberg tritt er gegenüber dem Tongehalt kaum in Erscheinung. Man kann hier, wie überhaupt in der Gegend von Bayreuth geradezu von einer Tonfazies des Unteren Muschelkalks, speziell eines größeren unteren Teiles, sprechen.

Dieser hat bei Weidenberg die Veranlassung zu ausgedehntem Abbau in großen Ziegeleigruben gegeben. Es sind in der großen Tongrube der unteren Ziegelei bei Weidenberg (vgl. das Profil Weidenberg in der Profilliste II) ungefähr 12—15 m hellgraue, glimmerhaltige, dünnblätterige Schiefertone und dünngeschichtete bröckelige Tone aufgeschlossen, welche außerdem den ganzen Hang des Culms hinauf bis an die hier nur noch wenig mächtigen dolomitischknigen Schichten über dem Horizont der Terebratelbänke reichen. Eingeschaltete dolomitische Sandsteinbänke und graue sandige Dolomitbänkchen

sind nicht zahlreich. Sie enthalten *Lima striata*, *Myophoria vulgaris*, *Lima rad.*, *Anoplophora fassaensis* und *Myophoria laevigata*. In den unteren Lagen kommen auch reichlich gagatähnliche Kohlenstücke vor, welche von eingeschwemmten und dann verkohlten Pflanzenresten herrühren.

Die ganze Schichtserie ist bei Weidenberg noch 25 m mächtig.

Südlich von Weidenberg wird der Horizont der Terebratelbänke infolge der zunehmenden sandigen Entwicklung immer undeutlicher. Es lassen sich die Schichten also nur noch der unteren Lage nach ungefähr mit den Schichten unterhalb des Terebratelbankhorizonts, welche bei Weidenberg noch mehr als die Hälfte der Gesamtmächtigkeit des Unteren Muschelkalks einnehmen, parallelisieren. Bei Göppmannsbühl ist der Horizont jedoch noch einigermaßen erkennbar und durch einen noch deutlichen petrographischen Wechsel gekennzeichnet. Es entsprechen auch hier noch den Schichten unterhalb des Horizonts der Terebratelbänke 9—10 m mächtige hellgraue Tone, jedoch hat sich hier der Sandgehalt schon bedeutend erhöht, tritt gegenüber dem Tongehalt aber noch immer stark zurück. Nur in den unteren Lagen treten bereits mächtigere und geschlossene, graubraune bis gelblichbraune Sandsteinbänke auf.

Auch noch zwischen Heidenaab und Wirbenz macht sich eine stark tonige Beschaffenheit dieser Schichtfolge bemerkbar.

Bei Kötzersdorf, unfern Kemnath, besteht die Schichtreihe fast ausschließlich aus dünnplattigen, schiefrigen und zu unterst gröber gebankten feldspathaltigen Sandsteinen. Tone sind sehr spärlich. Es seien jedoch noch vorher einige Profile am Kreussener Muschelkalkzuge beschrieben, da diese eine vermittelnde Stellung zwischen der tonigen Ausbildung bei Weidenberg und der sandigen bei Kötzersdorf einnehmen.

Bei Oberölschnitz macht sich zum ersten Male ein makroskopisch deutlich sichtbarer Feldspatgehalt in den Sandsteinen bemerkbar.

In den unteren Lagen kommen bereits 0,2 m mächtige, hellgraue, feinkörnige Sandsteinbänke vor, doch wiegen dünnblätterige Schiefertone und dünngeschichtete sandige Tone gegenüber den Sandsteinbänken noch bedeutend vor. Auch ist der Carbonatgehalt in Form von dünnen eingeschalteten, tonig-sandig-dolomitischen Lagen noch ein bedeutender.

Bei Altenkünsberg bilden dünnschieferige, helle, feinkörnige, feldspathaltige Sandsteine mit vielen Pflanzenresten und schlecht erhaltenen Myophoriensteinkernen, nebst Schiefertonen

und einigen sandig-dolomitischen Lagen den Hauptbestandteil dieser Schichtserie.

Bei Biberswöhr treten noch reichlich hellgraue bis gelbliche, dünnblätterige Schiefertone und ebenschichtige, sandige Tone auf, doch treten diese hinter den Sandsteinen schon stark zurück. Die Sandsteine sind noch stark tonig, schieferig oder dünngebankt. Auch ist der Carbonatgehalt als dolomitisches Bindemittel noch ein hoher. Die Versandung und Arkosebildung hat hier jedoch noch längst nicht den Grad erreicht wie weiter östlich bei Kötzersdorf und Kemnath. Auch am jetzt verwachsenen Bahneinschnitt bei Funkendorf kommen nach Gümbel und v. Ammon noch reichlich graue Mergelschiefer vor.

Bei Kötzersdorf nun ist die Schichtfolge und mit ihr der ganze Untere und Mittlere Muschelkalk fast vollständig sandig ausgebildet. Die Muschelkalk-Rötgrenze macht sich noch durch eine braungefärbte, ursprünglich carbonatreichere Lage im Sandstein bemerkbar.

Es folgen hier und bei Haunritz über den grob- bis mittelkörnigen, grob- oder ungeschichteten, hellweißen Arkosen des Röt 0,08—0,1 m mächtige gelblichweiße Sandsteinbänke mit einzelnen Tongallen. Die darüber folgenden Schichten setzen sich im wesentlichen aus schieferigen und dünnplattigen, äußerst glimmerreichen und feinkörnigen feldspathaltigen Sandsteinen zusammen, welche auf den Schichtflächen hier und da schlecht erhaltene Myophoriensteinkerne und andere Fossilien, sowie Kriechspuren enthalten. Besonders auffallend ist der außerordentlich hohe Glimmergehalt in den schieferigen Sandsteinen. Einige Gebilde auf den Schichtflächen haben große Ähnlichkeit mit Steinsalzpseudomorphosen. Hier und da kommen noch schwache sandig-tonige Zwischenlagen vor.

Reichlich fossilführende, carbonatreichere Lagen fehlen ganz, kommen aber in höheren Schichten des Unteren Muschelkalks noch vor. Die Gesamtmächtigkeit des Unteren und des von diesem nicht mehr zu unterscheidenden Mittleren Muschelkalks beträgt hier noch etwa 10 m.

Ganz ähnlich sind die Schichten bei Kulmain entwickelt.

Bei Eisersdorf jedoch beträgt die Gesamtmächtigkeit des Unteren und Mittleren Muschelkalks zusammen nur noch —8 m. Die unteren, der Lage nach der Schichtfolge unter dem Horizont der Terebratelbänke entsprechenden Schichten bestehen hier fast ausschließlich aus Arkosen, denen ursprünglich, nach dem losen Gefüge und der häufigen dunklen, stellenweise tiefschokoladenbraunen Färbung zu urteilen, ein beträchtlicher Dolomitgehalt als Bindemittel beigemengt gewesen sein muß. Die dünnplattige und schieferige Struktur tritt bereits stark zurück und

macht einer grobbankigen und losen, ungeschichteten Platz. Geringmächtige sandige Tonzwischenlagen sind selten. Von Fossilien kommen nur noch sehr kleine, schlecht erhaltene Myophoriensteinkerne in einigen schieferigen Sandsteinen vor, sonst fehlen sie gänz. Die Schichten sind hier ohne Zweifel ihrem endgültigen Auskeilen schon ziemlich nahe, und es handelt sich z. T. schon um terrestre Bildungen.

Bei Eschenbach endlich, dem südlichsten Vorkommen, besteht der untere und mittlere Muschelkalk und mit ihnen die Schichten unterhalb des Horizontes der Terebratelbänke beinahe ausschließlich aus mächtigen, ungebankten, hellweißen, größtenteils feinkörnigen Arkosen, welche von denen des Röt nicht mehr zu unterscheiden sind. Nur durch einige, Fossilien des Muschelkalks führende, carbonatreichere Lagen geben sie sich als Muschelkalk zu erkennen und gehen ohne Grenze in die weißen Arkosen des Röt über. Ich verweise hier auf die Profilliste I, sowie auf die gesondert beschriebenen Profile von Eisersdorf und Eschenbach (vgl. p. 318 u. f.).

Die Schichten zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und dem Schaumkalkhorizont.

Terebratelbänke. Nach Vollrath gehen sowohl die untere als auch die obere Terebratelbank nach SO in einen kristallinen, ockerporigen Kalk über. Auch nimmt ihre Mächtigkeit in der Richtung auf Oberfranken stark ab. Bei Kronach konnte ich die Bänke nirgends auffinden. Auch bei Zeyern ist ihr Horizont infolge der Steilheit des von der Rodach bespülten Steilhangs leider ganz unzugänglich.

Gümbel (Frankenjura p. 516) erwähnt jedoch am Kreuzberg bei Kronach eine Bank mit *Terebratula vulg.* und *Spiriferina frag.*, welche er der unteren Terebratelbank parallelisiert. Ihr Niveau gibt Gümbel als gegen 35 m unter der unteren Schaumkalkbank an. Hiermit stimmt gut die von mir bei Zeyern gemessene Mächtigkeit von 32—33 m der Schichten zwischen der Unteren Schaumkalkbank und dem durch den bereits erwähnten petrographischen Wechsel gekennzeichneten Horizont der Terebratelbänke (Profilliste II).

Bei Gössersdorf hingegen ist dieser Horizont am Wege nach Rugendorf aufgeschlossen; jedoch macht sich eine starke Mächtigkeitsabnahme der Schichtfolge bemerkbar. Es liegt hier nur noch 17—18 m unter der Unteren Schaumkalkbank eine ebenfalls einen scharfen petrographischen Wechsel einleitende 0,08 m

Profilliste II: Unterer Muschelkalk.

Profil Zeyern.

Hellfarbige, dünne Kalkmergelplatten mit *Myophoria orbicularis*.
5,00 Dünnplattige, hellgraue Kalkmergel mit *Myophoria orbicularis*.
0,05—0,10 Ockerfarbige, Schalendetritus führende, kristalline Kalkbank:
Obere Schaumkalkbank.
2,00 Dünne und ebenschichtige Kalkmergel mit gebankten Kalken abwechselnd.
0,60 Dunkelgraue, splitterige Kalkbank.
0,16 Ockerfarbige, kristalline Kalkbank mit Schalendetritus;
Mittlere Schaumkalkbank.
2,40 Knollige Kalke und kleinknollige Wellenkalkmergel.
0,70 Dunkelgraue, feinkristalline Kalkbank.
0,50 Bräunliche, feinkristalline, ockerporige Kalkbank mit Schalendetritus und Encrinitenstielgliedern:
Untere Schaumkalkbank.
0,50 Hellgraubraune, kompakte, feinkristalline Bohrröhrenkalkbank.
2,00 Grob- und kleinknollige, äußerst kompakte Kalke.
0,15 Dunkelgraue Bohrröhrenkalkbank.
0,40 Wellig gebogene, dunkelgraue Kalke.
0,10 Dünnergeschichtete Kalkmergel.
1,60 Wellenkalk.
0,10 Kristalline Bohrröhrenkalkbank.
0,22 Grobknollige und wulstige Kalke.
0,23 Feinkristalline Splitterkalkbank.
0,70 Grobknollige, wulstige Kalke.
1,10 Wellig verbogene und gefaltete, z. T. knollige Wellenkalke,
0,06 hellgraue, feinkristalline, Schalendetritus führende Kalkbank,
0,07 *Pentacrinus*-Bank { ockerporige, von ausgelaugten Schalenresten erfüllte, feinkristalline Kalkbank mit *Pentacrinus*, *Lima lin.* und *Terebr. vulg.*
0,09 { stark ockerporige Kalkbank, erfüllt mit *Pentacrinus*-Stielgliedern.
1,00 Fossilfreie Knollenkalke mit dünnen Mergelzwischenlagen.
2,00 Feste, kompakte, fossilfreie Wellenkalkbänke mit einzelnen kristallinen Bohrröhrenkalkbänken.
0,50 Grobe Trümmerlage mit bis zu 6 cm messenden „Geröllen“ eines blaugrauen, splitterigen Kalks.
0,55 Trümmerlage mit spärlichen, kleineren „Geröllen“.
0,40 Hellgraue Knollenkalke.
0,35 Feste Wellenkalkbank.
3,40 Knollige Wellenkalke, mit einzelnen Bohrröhrenkalkbänken, schlecht aufgeschlossen.
0,20 Harte, blaugraue, feinkristalline Kalkbank mit einzelnen Schalenresten.
Hornost der Terebratelbank.
4,20 Helle Mergel, mit feinkristallinen und dichten Kalkbänken wechsellagernd.
0,35 Graublaue Splitterkalkbank.
0,55 Ebenschichtige Mergel und Knollenkalkmergel.
[illegible] Fegb. dichter Kalkbank.
0,20 Schalenmergel.
0,25 Fossilleere Kalkbank.
0,60 Knollenmergel.
0,40 Kompakter, dichter mergeliger Kalk.
0,40 Düngerschichtete und ebenschichtige Mergel.
0,20 Feste graublaue Splitterkalkbank.
0,60 Knollige Mergelkalke.
0,30 Dünn- und ebenschichtige Mergel.
0,13 blaugraue Splitterkalkbank.
2,00 Dünn- und ebenschichtige Mergel mit einzelnen knolligen Mergelkalklagen.
0,55 Düngergeschichtete Mergel.
0,40 Knollige Kalkbank.
0,50 Düngergeschichtete Kalkmergel.
0,33 Ebenschichtige Mergelkalke.
1,00 Düngergeschichtete und dünnbänkige Mergel.
2,50 Stark tonige, knollige Mergelkalke.
1,00 Dünn- und ebenschichtige Mergel.
0,20 Trümmerreiche Mergelkalke.
0,40 Blaugraue, feinkristalline Bohrröhrenkalkbank.
1,50 Ebenschichtige Mergel und knollige Mergelkalke.
Lücke.
Ebenschichtige Kalkmergel und Wellenkalke.
0,60 Trümmerlage runder und eckiger „Gerölle“ eines feinkristallinen Kalks in einer hellgrauen mergeligen Grundmasse.
0,50 Düngergeschichtete und ebenschichtige Kalkmergel mit knolligen Lagen.
0,06 Braune, ockerporige Kalkbank mit ausgelaugten Schalenresten und Encriniten.
1,50 Ebenschichtige Mergel und knolliger Wellenkalk.
0,08 Braune, ockerporige Schalendetritusbank.
0,90 Ebenschichtige Kalkmergel.
0,13—0,26 Harte, splitterige, ockerporige, feinkristalline bräunlichgraue Kalkbank mit Schalenresten. Oolithbank β (?)
1,20 Ebenschichtige Kalkmergel.
0,07 Braune, ockerporige Detritusbank mit Crinoidenstielgliedern.
1,20 Kalkmergel mit *Myoph. vulgaris*.
0,06 Ockerporige Detritusbank mit *Myoph. vulg.*
0,34 Düngergeschichtete Kalkmergel.
0,16 Ockerporige Detritusbank.
0,60 Dünnschichtige Mergel.
0,07 Braune, sekundäre Detritusbank.
1,10 Dünn- und ebenschichtige Mergel.
0,14 Poröse, rostfleckige und ockerporige Detrituskalkbank mit Encrinitenstielgliedern, *Gervillia soc.* und ausgelaugten Schalenresten. Oolithbank α (?)
2,70 Knollige Wellenkalkmergel.
1,50 Wellenkalkmergel mit Bohrröhrenkalkbänken.
0,40 Rostfleckige, blaugraue, feinkristalline Kalkbank.
0,50 Wellenkalkmergel.
0,05 Rostfleckige, kristalline Kalkbank mit ausgelaugten Schalenresten.
1,50 Wellenkalkmergel.
0,07 Braune, ockerporige Detritusbank.
0,42 Wellenkalkmergel.
2,00 Heller, drusiger Dolomit mit dünnen Mergelzwischenlagen. } Region der Wellendolomite.
0,55 Gelblicher, kristalliner, stark dolomitischer Kalk.
1,00 Graue Kalkmergel.
0,90 Typischer wulstiger Wellenkalk.
0,55 Heller, zuckerkörniger, kompakter Dolomit.
0,40 Gelbliche dolomitische Mergel.
0,65 Gelber, toniger, stark dolomitischer Kalk. Gelber dolomitischer Grenzkalk.
0,60 Stark toniger, graue, z. T. knollige dolomitische Mergel.
2,35 Violette und graue Letten des Rot.

Profil Wötzelsdorf—Gössersdorf.

Gössersdorf.
Hellgelbliche, tonige Dolomite, Zellenkalke, dolomitische Mergel des Mittleren Muschelkalkes.
8,00—9,00 Schlecht aufgeschlossene, helle, dünnplattige Kalkmergel mit *Myophoria orbic.*
0,16 Zwei bis drei dünne, feinkristalline, zehwach rostfleckige Kalkbänke mit vielen *Lima striata* auf der Schichtfläche:
Obere Schaumkalkbank.
3,00 Helle, dünngeschichtete und ebenschichtige, stark mergelige Kalke mit *Lima striata, L. lin.* und *Gervillia socialis*.
0,15 Braunen, ockerporigen, schaumkalkähnliche Bänkchen.
1,00 Dünn- und ebenschichtige Kalkmergel.
0,10 Schaumkalkähnliches Bänkchen mit vielen ausgelaugten Schalenresten:
Mittlere Schaumkalkbank.
2,00 Wellenkalkmergel und Knollenkalke.
0,25 Braungraue, ockerporige, kristalline Kalkbank mit ausgelaugten Schalenresten:
Untere Schaumkalkbank.
0,40 Feinkristalline, blaugraue Bohrröhrenkalkbank.
6,50 Äußerst festgepackte, widerstandsfähige Knollen- und Wellenkalke.
2,50 Knollen- und Wellenkalke mit blaugrauen Bohrröhrenkalkbänken wechsellagernd.
0,27 Blaugraue, ockerporige Kalkbank mit ausgelaugten Fossilresten. (*Pentacrinus*-Bank?)
6,00 Grob- und kleinknollige Wellenkalke mit Bohrröhrenkalken wechsellagernd.
0,32 Ockerporige Splitterkalkbank.
0,60 Knollenkalke mit Mergelzwischenlagen.
0,50 Wulstig-knollige Wellenkalkbank.
0,15 Dünn- und ebenschichtige Mergel, schwach glimmerhaltig.
0,08 Ausgelaugte, ockerporige, kristalline Fossilbank mit *Terebratula vulgaris*, *Lima str.* und *Lima lin.* Terebratelbank.
Darunter: Dünn- und ebenschichtige Mergel mit härteren knolligen Kalklagen, Mergelkalke und stark tonige Knollenkalke mit glimmerhaltigen Schiefertonzwischenlagen.
Lücke.
Wötzelsdorf:
Ebenschichtige Mergel und mergelige Kalke mit einzelnen Bohrröhrenkalkbänken.
0,08 Rostfleckige Splitterkalkbank.
1,50 Knolliger, dichtgepackter Wellenkalk.
0,07 Braune, ockerporige Fossilbank mit *Ceratites torquatus*.
3,00 Knollige Wellenkalkmergel.
0,08 Braunes, ockerporiges Detritusbänkchen.
2,00 Ebenschichtige Mergelkalke.
0,12 Ockerporige Detritusbänkchen.
2,50 Dünn- und ebenschichtige helle Mergel und Mergelkalke mit mehreren ockerporigen Detritusbänkchen.
Dünn- und ebenschichtige Mergelkalke.
Lücke.
Kleinknollige, stark tonige Wellenkalkmergel.
2,00 Hellgraue, z. T. knollige dolomitische Mergel, mit vielen dünnen, hellen, zuckerkörnigen Dolomitbänkchen mit *Myoph. vulgaris*. } Region des Wellendolomites und gelben Grenzkalks.
1,80 Hellgraue Tone mit gelblichen, tonigen Dolomitbänkchen.
0,10 Helle, feinkornige, dolomitische Sandsteinbank des Rot.
0,60 Hellgraue, glimmerführende Letten, hellgraue sandige Tone mit vielen hellen, feldspathaltigen, feinkornigen Sandsteinlagen.

Profil Kauerndorf.

Helle, dünnplattige Mergel mit *Myoph. orbicularis*.
0,06 Bräunliche, ockerporige, kristalline Kalkbank. } Obere Schaumkalkbank.
0,30 Helle, ebenschichtige Kalkmergel.
0,10 Bräunliche, ockerporige, kristalline Kalkbank.
4,50 Ebenschichtige Kalkmergel, Wellen- und Knollenkalke mit *Lima str.*
0,05 Braune, ockerporige Kalkbank mit ausgelaugten Schalenresten.
0,45 Knollige Wellenkalke.
0,35 Braune, ockerporige Kalkbank mit *Enerinus lil.* Untere Schaumkalkbank.
0,06 Blaugraue, feinkristalline Bohrröhrenkalkbank.
+15,00 Kompakte Knollen- und Wellenkalke mit Bohrröhrenkalkbänken.
6,00 Dünn- und ebenschichtige Kalkmergel und knollige Mergelkalke.
0,07 Braune, ockerporige Fossilbank.
0,50 Ebenschichtige Mergel mit knolligen Lagen.
0,04 Braune, ockerporige Fossilbank.
+13—15,00 Ebenschichtige Mergel mit dünnbänkigen Schiefertonzwischenlagen und knolligo Mergel mit einzelnen carbonatreicheren Lagen.
+20,00 Hellgraue, ebenschichtige Mergel, dünnbänkige, glimmerhaltige Schiefertone und schwachsandige Tone, welche im unteren Teil zahlreiche dünne hellgelbliche, sandige, feinkristalline Dolomitbänkchen und dolomitische Sandsteinbänkchen enthalten.

Profil Ködnitz (Straße nach Reutlashof).

Helle Zellenkalke und gelbe Mergeldolomite des Mittleren Muschelkalks.
+8,00 Helle, schwachsandige Mergelplatten mit *Myoph. orbicularis*.
0,12 Braunliche, rostfleckige, feinkristalline Kalkbank.
Obere Schaumkalkbank.
4,00 Ebenschichtige Mergel und Mergelkalke mit vielen großen *Lima str.*, seltenen *Lima lin.* und *Gervillia socialis*.
1,00 Mergelige Wellenkalke.
0,10 Braunliche, ockerporige, kristalline Kalkbank, an der Basis geschieferte und mit *Gervillia soc.* und Myophorien.
Unt. Schaumkalkbank.
0,50 Braunlichgraue, rostfleckige, feinkristalline Bohrröhrenkalkbank mit pernagter Oberfläche.
1,05 Kompakter, knolliger Wellenkalk.
1,15 Knollige Wellenkalke mit *Lima lineata*.
0,05 Braungraue, feinkristalline Kalkbank.
0,30 Kleinknolliger Wellenkalk.
0,07 Stark poröses Bänkchen mit *Terebr. vulgaris* und Schalendetritus.
1,20 Knolliger Wellenkalk.
0,07 Braungraue, feinkristalline Kalkbank.
1,00 Kleinknolliger Wellenkalk.
0,08 Braungraue, feinkristalline Kalkbank.
5,00 Dichte Knollen- und Wellenkalke.
3,80 Helle, gelblichgraue, schwachsandige, mergelige, z. T. knollige Kalke mit einer festen, feinkristallinen Kalkbank: Horizont der Terebratelbank.
Schlecht aufgeschlossen:
20,00 bis 40,00 { Fast ganz sandfreie, hellgraue Mergel und glimmerhaltige Lettenschiefer, welchen dünne (1—3 cm) carbonatreiche Sandsteinbänkchen eingeschaltet sind. Darunter helle, schwachsandige Mergel und glimmerreiche Lettenschiefer mit zahlreichen hellgelblichbraunen, glimmerführenden Sandsteinbänkchen und sandigen Dolomitbänkchen, welche *Myophoria vulgaris* und andere schlecht erhaltene Steinkerne führen.

Profil Trebgast (Weg nach Michelsreuth).

7,60 Schlecht aufgeschlossen, schwachsandige, helle Mergel mit *Myophoria orbicularis* und einzelnen dünnen Sandsteinbänkchen.
0,06 Hellgraubraune, feinkristalline, rostfleckige, fossilleere Kalkbank. Obere Schaumkalkbank.
4,5—5,00 Ebenschicht. helle Kalkmergel mit *Lima striata* und kleinknolliger, heller, massiger Wellenkalke.
0,15 Fossilleere, feinkristalline, ockerporige Kalkbank.
0,20 Hellgelblichgraue, schwachsandiger, stark dolomitischer Kalk. } Untere Schaumkalkbank.
0,15 Hellgelblichbraune, drusige, stark dolomitische Kalkbank.
13,60 { Grobgepackte, haufig wellig verbogene, knollig-wulstige, fast ganz fossilleere, sehr porose und Drusen von Kalkspat enthaltende, stark dolomitische Kalke.
Dünngebankte ebenschichtige, porose, sandige Dolomitbänke und hellgraue, sandige, dolomitische Mergel mit Schiefertonzwischenlagen.
36,00 bis 37,00 { Dolomitische Mergel und glimmerführende Lettenschiefer mit hellbräunlichen, stark sandigen Dolomitbänkchen und hellgelblichbraunen, dolomitischen, stark tonigen Sandsteinbanken. Darunter fast ausschließlich hellgraue sandige Tone, dunnblätterige, glimmerführende Tonschiefer und Letten mit zahlreichen dünnen dolomitischen Sandsteinbankchen mit Kreuzschichtung und *Myoph. vulg.*
Lücke.
0,10 0,15 Hellbraune bis gelbliche, schwachsandiger und toniger, stark dolomitischer Kalk, mit flachen Geschieben eines hellen Mergeldolomits. Gelber dolomitischer Grenzkalk.

Feldspathaltige Sandsteine und hellgraue, sandige Letten des Rot.

Profil am Oschenberg bei Laineck (Bayreuth).

(Graben oberhalb Laineck.)

6,00 bis 7,00 { Dünne, hellgelbliche, tonig-dolomitische Sandsteinbänke mit *Myoph. orbicularis* mit zwischengelagerten, hellen, feinsandigen dolomitischen Mergeln.
0,30 Hellgelblichbraune, braungefleckte, dolomitische Sandsteinbank mit *Myoph. orbicularis*.
(Obere Schaumkalkbank andeutend)
4,00 Dünn- und ebenschichtige, helle, sandige dolomitische Mergel, außerhalb den Wellenkalk noch ahnlich.
0,15 Grobkristalline, rotlichbraune sandig-tonige Dolomitbank mit Glaukonit und Toniinsen.
Untere Schaumkalkbank.
3,80 Hellgraue, porose, wulstig-knollige Dolomite mit einzelnen sandigmergeligen Lagen.
0,23 Hellgelbliche, stark sandige Dolomitbank.
1,80 Hellgraue, knollige, schwach mergelige Dolomite
0,12 Gelblichbraune, grobkristalline encrinitenführende, sandige, Toniinsen enthaltende Dolomitbank.
6,50 { Hellgraue, wulstig-knollige, kristalline, zahlreiche Kalkspatdrusen enthaltende, porose Dolomite mit einzelnen schwarzsandigen, dolomitischen Mergellagen und sandigen Dolomitbanken.
82,00 bis 83,00 { Hellgraue bis gelbliche dolomitische Mergel, glimmerhaltige Letten und Schiefertone mit zahlreichen eingeschalteten, hellgelblichbraunen, tonig-dolomitischen Sandsteinbankchen und sandigen Dolomitbankchen mit *Lima lin.* und haufigen *Myophoria vulgaris*.
Schlecht aufgeschlossen.

Profil Dühlau (Straße nach Göran).

Schlecht aufgeschlossen: hellgelbe, sandige Mergel und dünnplattige, dolomitische, braungelbe Sandsteinbänkchen mit *Myoph. orbic.*
1,50 Hellgraue Mergel, dünnblätterige Schiefertone mit zwischengelagerte dolomitisch-tonigen Sandsteinbankchen.
0,15 Blaßrotlichgelbe, glaukonithaltende, kristalline Dolomitbank mit hellen Toniinsen und kohliger Substanz; Oberfläche stark wulstig.
Untere Schaumkalkbank.
1,50 Sandig-mergelige, hellgraue, wulstig-knollige Dolomite.
0,04 Kristalline, fossilleere, hellgraue Dolomitbank.
1,20 Mergelig-sandige, wul-tig-knollige, porose, kristalline Dolomite.
1,10 Wulstig-knollige, kristalline Dolomite mit dolomitischen Mergelzwischenlagen und mergelig-sandigen Lagen mit Myophorien.
0,07 Zuckerig-körnige Dolomitbank mit *Lima str.* und *Pleuronaja fass.*
1,50 Kristalline, porose, knollige Dolomite.
0,40 Helle, zuckerkörnige Dolomitbank.
0,50 Ebenschichtige, dolomitische Mergel mit knolligen Zwischenlagen.
0,07 Rotlichbraune, grobkristalline Dolomitbank.
0,80 Wulstig-knollige, drusige kristalline Dolomite mit einzelnen sandigen Dolomitbanken.
0,20 Rotlichbraungefleckte, drusige Dolomitbank, welche in rinnenförmigen Vertiefungen des Liegenden eingelagert ist und schlecht erhaltene Fossilien (Myophorien), sowie *Nothosaurus*-Reste enthält.
0,04 Ebenschichtige, hellgraue Mergel
0,45 Wulstig-knollige, porose, kristalline Dolomite.
0,10 Rotlichbraungefleckte, fossilleere, kristalline Dolomitbank.
3,20 Wulstig-knollige, z. T. schwach mergelige, kristalline, stark porose, hellgraue Dolomite.
+ 27,00 { Schlecht aufgeschlossen: hellgraue Tone, Letten und sandige Mergel, mit eingelagerten dünnen, hellbraunlichen Sandstein- und sandigen Dolomitbänkchen.
Lücke.
Graue Arkosesandsteine des Rot.

Profil Görschnitz (Straße nach Göran).

3,00 Hellgraue, eckig und griffelförmig zerfallende, dolomitische Mergelschiefer des Mittleren Muschelkalks.
3,00—4,00 Dünnplattige, hellgelblichbraune, glimmerführende, dolomitisch-tonige Sandsteinbankchen und feste, stark dolomitische, hellgelbe Sandsteinplatten mit *Myoph. orbicularis*.
1,00 Ebenschichtige, sandig-dolomitische Mergel mit dünnen Sandsteinbankchen.
0,10 Hellgelbliche, zuckerkörnige, sandige Dolomitbank, die Unt. Schaumkalkbank andeutend.
± 1,80 { Hellgelbliche, dolomitisch-tonige Sandsteinbankchen mit sandigen dolomitischen Mergelzwischenlagen. Ebenschichtige, dolomitische Mergel mit dünnen Sandsteinbankchen. Heller, gelblichgrauer, sandig-toniger, knolliger Dolomit.
Kleinknollige, den knolligen Wellenkalk äußerlich noch sehr ähnliche, kristalline, drusige Dolomite, sich häufig zu festen Banken zusammenschließend und von dünnen glimmerführenden Letterzwischenlagen getrennt.
± 5,00 { Tonigsandige, zu einem hellgelblichen Lehm verwitternde, knollige, mit Kalkspatdrusen erfüllte Dolomite und knollige hellgraue dolomitische Mergel.
2,00 Metermachtige, ebenschichtige, glimmerführende, hellgraue Tone und dunnblätterige Schiefertone mit wenigen hellgelblichbraunen, losen, dolomitischen Sandsteineinschaltungen.
+ 12,00 bis 15,00 { Feldspaten mit guter Kristallbegrenzung.
Darunter in der Ziegelei grube:
5,00 Zahe, hellgraue, ebenschichtige Tone.
5,00 bis 7,00 { Metermachtige, hellgraue, ebenschichtige, feste Tone und dunnblätterige, glimmerreiche Schiefertone und Letten, ohne irgendwelchen merklichen Sandgehalt. Ihnen eingeschaltet in stark untergeordnetem Maße sind einige wenige hellgraue, sandige, kristalline Dolomitbänkchen und dolomitische Sandsteinbankchen, welche auf der Oberfläche Wülste, Warzukrichtspuren, *Rhizokorallium*, haufige *Myoph. vulgaris*, *Lima lin.* und *Lima striata* enthalten.
0,10 Hellbraune, stark sandige, kristalline Dolomitbank mit wulstiger Oberfläche.
1,20 Hellgraue, dünnblätterige, glimmerreiche Schiefertone mit gagatähnlichen Kohlenstücken und einzelnen rotbraunen, sandigen Dolomitbankchen.
0,45 Sandig-tonige Dolomitbank mit Kriechspuren und Wülsten auf der Oberflache.
0,05 Hellgraue, dünnblätterige Schiefertone mit weißen Ausblühungen.
0,15 Schiefrige, glimmerreiche, tonig-dolomitische Sandsteinbänkchen.
0,45 Hellgelblichbraune, dichte Dolomitbank mit *Enerinus liliformis*, gelblichen Toniinsen und groben Quarzkornern.
Gelber dolomitischer Grenzkalk.
Ungeschichtete, weiße Arkosesandsteine des Rot mit großen, kristallographisch begrenzten Feldspaten und Quarzen.

Profil Weidenberg.

Am Culm
2,00 Hellgraue, eckig zerfallende, dolomitische Mergelschiefer des Mittleren Muschelkalks.
3,50 Braungelbe, dolomitische Sandsteinplatten und hellgelbliche, stark sandige Dolomitplatten mit *Myoph. orbicularis*.
0,80 Ebenschichtige und knollige dolomitische Mergel.
0,40 Sehr harte, gelblichbraune, kristalline Dolomitbank:
Untere Schaumkalkbank andeutend.
0,50 Kompakte, wulstig-knollige, kristalline, porose Dolomite.
4,50 Grobgepackte, wulstig-knollige, kristalline, porose Dolomite.
0,07 Feinsandige, hellgelbliche, kristalline Dolomitbank.
5,60 Wulstig-knollige, fossilleere, kristalline und drusige Dolomite mit einzelnen glimmerhaltigen Mergel- und Tonschieferzwischenlagen.
25,00 bis 35,00 { Hellgraue, z. T. schwachsandige Tone und dünnblätterige, glimmerführende Schiefertone, im unteren Teil mit nicht gerade zahlreichen braunerden, stark dolomitischen Sandsteinbankchen und sandige Dolomitbankchen von denen einzelne *Myophoria vulgaris* und sehr kleine Encriniten-Stielglieder enthalten.
0,30 Gelblichbraune, tonige Dolomitbank:
Gelber dolomitischer Grenzkalk.
0,15 Braungefleckte, glimmerhaltige Sandsteinbank des Rot.
2,00 Sandige, glimmerhaltige Schieferletten.
2,20 Fein- bis mittelkornige helle Arkosesandsteinbänke mit großen Feldspaten mit guter Kristallbegrenzung.
2,00 Hellgraue sandige Letten.
1,80 Grobgebankte, feinkornige, helle Arkosesandsteine.

mächtige, stark ausgelaugte, hellgraue, kristalline, ockerporige Fossilbank, welche viele *Terebratula vulg.* und auf der Schichtoberfläche *Lima lin.* und *s.r.* führt. Unter ihr liegen ebenschichtige Tone und Mergelkalke, während über ihr typische Knollen- und Wellenkalke fast ohne jegliche Tonbeimengung lagern. Die feinkörnig-kristalline und splitterige Beschaffenheit mancher Kalke über dieser Bank tritt unter ihr ganz gegen die dichte, stark tonige Ausbildung der bereits beschriebenen Schichten zurück. Ohne Zweifel stellt sie die untere Terebratelbank dar. 1,25 m über ihr liegt eine 0,32 m mächtige blaugraue feinkörnig-kristalline Splitterkalkbank mit einzelnen ausgelaugten Schalenresten, welche wohl die obere Terebratelbank vertritt. Die bei Meiningen 2,5—3 m mächtigen Zwischenschichten würden sich also wie ungefähr bei Eisfeld auf 1,25 m verringert haben.

Das südlichste Vorkommen der Terebratelbank bildet eine geringmächtige, graue, feinkristalline, einzelne *Terebratula vulg.*, *Gervillia soc.* und *Pleuromya fass.* führende Kalkbank, welche an der unteren Grenze der typischen Knollen- und Wellenkalke gegen die tonig-mergeligen Schichten des Unteren Wellenkalks bei Ködnitz auftritt. Südlich davon ist nirgends mehr eine härtere, die ersteren einleitende Bank zu erkennen.

Die Schichten zwischen den Terebratelbänken und der Unteren Schaumkalkbank.

Diese Schichtserie ist gekennzeichnet durch die carbonatreiche Ausbildung ihrer Gesteine gegenüber dem im N tonig-mergeligen und im S tonig-sandigen Charakter der Unteren Wellenkalkschichten und den im N tonig-mergeligen, im S sandig-dolomitisch-tonigen *Orbicularis*-Schichten. Ferner zeichnet sie sich durch die bis südlich von Weidenberg anhaltende, vorwiegend wulstig-knollige Beschaffenheit und fast gänzliche Fossillosigkeit ihrer Gesteine aus. Fossilleere Knollenkalke sind ihr Hauptbestandteil. In der Gegend von Kronach bilden sie die markanteste, vom Schaumkalk gekrönte Steilstufe des ganzen Muschelkalks. Im S in der Gegend von Bayreuth, wo der Untere Wellenkalk morphologisch ganz zurücktritt, bilden sie den einzigen schwachen Überrest des im N noch so imposanten Steilhangs des Unteren Muschelkalks.

Bei Kronach, im Bruch bei Dörfles, am Rodachufer bei Höfles an der Straße zwischen Höfles nud Unterrodach und am großartigen, von der

Rodach bespülten Steilabsturz bei Zeyern sind es überall mächtige Bänke von wulstigen Wellenkalken und grobgebankten Knollenkalken, welche diese Schichtserie aufbauen. Ihnen eingeschaltet sind blaugraue, feinkristalline, häufig ockerporige Splitterkalkbänke, welche meist Bohrlöcher aufweisen und außerdem die einzigen seltenen und dürftigen Fossilreste beherbergen. Eigentliche Fossilbänke fehlen ganz. Diese sind demgegenüber im Thüringischen Gebiet in diesen Schichten noch häufig.

7 m über den Terebratelbänken tritt bei Zeyern eine 1 m mächtige Trümmerlage auf, welche sich im ungefähr gleichen Niveau über Grafendobrach bis nach Gumpersdorf verfolgen läßt, wo sie eine Mächtigkeit von 1½ m besitzt.

Die *Pentacrinus-* (*Spiriferina-*) Bank liegt bei Zeyern am Punkt 442 auf dem Blatt Nordhalben (1:50 000) und dicht vor Remschlitz an der Straße nach Friesen 12—13 m unter der Unteren Schaumkalkbank.

Sie besteht hier aus einer unteren 0,09 m mächtigen, bräunlichen, stark ausgelaugten und ockerporigen Bank mit vielen *Pentacrinus*-Stielgliedern, einer mittleren 0,07 m mächtigen, weniger porösen, graubräunlichen Kalkbank mit spärlichen Crinoiden, aber vielen mit rotem Ocker erfüllten Schalenresten und einigen großen *Lima lin.* und seltenen *Terebratula vulg.* auf der Schichtfläche, und einer oberen, 0,06 m mächtigen, ockerporigen Kalkbank mit einzelnen *Terebratula vulg.* und ohne Crinoiden.

Südlich davon konnte die *Pentacrinus*-Bank nirgends mehr nachgewiesen werden, wie sie ja überhaupt auch im normalen Gebiet gewöhnlich recht schwierig aufzufinden ist.

Gümbel (Frankenjura p. 516) erwähnt jedoch die *Pentacrinus*-Bank noch bei Gumpersdorf, wo sie 9 m unter der Unteren Schaumkalkbank auftreten soll.

Am Oschenberg bei Bayreuth fand sich noch einmal 4 m unter der Unteren Schaumkalkbank eine 0,08—0,12 m mächtige, gelblichbraune, grobkristalline, einzelne Encriniten führende dolomitische Kalkbank, welche möglicherweise einen örtlichen Vertreter der *Pentacrinus*-Bank darstellt.

Die Schichten zwischen der *Pentacrinus*-Bank und der Unteren Schaumkalkbank verfestigen sich überall zu ganz besonderer Widerstandsfähigkeit. Bei Zeyern und überall in der Gegend von Kronach sind es fast ausschließlich geschlossene, mehrere Meter mächtige, häufig senkrechte Wände bildende, grob- und kleinknollige Kalke, von denen sich wieder besonders die oberen Lagen unmittelbar unter der Schaumkalkbank zu ganz besonderer Härte und Widerstandsfähigkeit verfestigen und überall gesimsartig hervorspringen.

In derselben Ausbildung, aber mit stark verminderter Mächtigkeit zeigt sich der ganze Schichtkomplex in den Aufschlüssen bei Gössersdorf, Grafendobrach, Gumpersdorf, Kauerndorf und im wesentlichen auch noch bei Ködnitz (vgl. die Profile in der Profilliste II).

Bei Ködnitz sind die untersten Lagen bereits mergeliger, und einzelne Schichten weisen einen sehr schwachen Sandgehalt auf. Während der obere Teil der hier nur noch 14 m mächtigen Schichtserie sich noch in durchweg normaler Entwicklung zeigt, sind die unteren Knollenkalke bereits durchweg kristallin und zeigen eine hellbräunlichgraue Färbung.

Von hier ab südwärts zeigt sich ein zunehmender Dolomitgehalt des ganzen Schichtkomplexes. Bei Trebgast tritt sowohl die mergelige Beschaffenheit, als auch der schwache Sandgehalt der untersten Lagen schon deutlich hervor. Bei weitem der größere Teil der hier noch 12—13 m mächtigen Schichtserie erweist sich aber als feinkristalline, poröse und drusige, stark dolomitische, wulstige Knollenkalke. Diese vorwiegend dolomitische Ausbildung charakterisiert von hier ab diese Schichtfolge südlich bis Weidenberg. Ein Sandgehalt fehlt den meisten Lagen gänzlich. Das ganze Gestein zeigt eine sehr ausgelaugte und poröse Beschaffenheit mit vielen, meistens blaßrötlichen Kalkspatdrusen. Auch kommen bereits einige hellgelblichbraune zuckerkörnige Dolomitbänkchen vor.

In derselben Entwicklung, aber mit stetig zunehmendem Dolomitgehalt, zeigen sich die Schichten bei Harsdorf, Ramsental und am Oschenberg bei Laineck. Es greift hier zwar die sandig-mergelige Entwicklung schon höher, und manche der oberen Dolomitbänke zeigen einen deutlichen Sandgehalt, jedoch besteht der weitaus größere Teil des hier noch 10—11 m mächtigen Schichtkomplexes aus kristallinen dolomitischen Kalken und Dolomiten. In ihrem äußeren Aussehen und der wulstig-knolligen Beschaffenheit ähneln sie noch ganz dem typischen normalen Knollenkalk.

Ganz dieselbe Beschaffenheit zeigen auch die Aufschlüsse in diesen Schichten bei Döhlau, Görau und an den Steilhängen zwischen Untersteinach und Görschnitz, doch treten hier bereits einige nichtkristalline, sandige, glimmerführende Mergelzwischenlagen und dünnblätterige Mergelschiefer zwischen den knolligen Dolomiten auf. Auch ist der Sandgehalt ein höherer. Er äußert sich jedoch hauptsächlich in geringmächtigen ebenschichtigen, zwischengelagerten, sandigen Dolomitbänken. 2—5 m unter der Unteren Schaumkalkbank treten einige Dolomitbänke mit Myophorien, *Lima str.* und Wirbeltierresten auf. Bei Görschnitz sind diese Schichten nur noch etwa 10 m mächtig.

Am Culm bei Weidenberg gehen die glimmerführenden Tone der Schichten unterhalb des Terebratelbankhorizonts durch zunehmenden Carbonatgehalt und durch das Verschwinden der Sandsteinbänkchen allmählich in den dolomitischen Knollenkalk über. Der untere Teil der hier noch 8—9 m mächtigen Schichtserie ist daher noch stark tonig und mergelig. Auch ist der Sandgehalt ein deutlicher. Die oberen Lagen hingegen sehen den typischen Knollenkalken noch sehr ähnlich. Schieferton- und Lettenschiefereinlagerungen werden immer

häufiger, so daß der Tongehalt der ganzen Schichtserie immer mehr zunimmt. Die letzten $1\frac{1}{2}$ m dieser vorwiegend dolomitischen Schichten unterhalb einer 0,1 m mächtigen, hellgelblichen, zuckerkörnigen Dolomitbank, welche hier wahrscheinlich die Untere Schaumkalkbank andeutet, bestehen dann wieder aus vorwiegend ebenschichtigen, sandigen, dolomitischen Mergeln und dünnen, hellgelblichen, dolomitisch-tonigen Sandsteinbänken.

Bei Göppmannsbühl ist die kristalline Beschaffenheit dieser Gesteine fast ganz verschwunden. Die Schichten erweisen sich als stark tonig, dicht und von hellgelblichgrauer Farbe. Einige Lagen sind bereits stark sandig, jedoch ist der Carbonatgehalt immer noch ein hoher. Die Mächtigkeit des ganzen Komplexes beträgt nur noch ungefähr 4 m.

Am Kreussener Muschelkalkzuge bestehen die Schichten dieses Horizontes bei Oberölschnitz aus dünnblätterigen, glimmerführenden Schiefertonen und dünnen bröckeligen Sandsteinbänken. Nur eine $2\frac{1}{2}$—3 m mächtige hellgelblichgraue, dolomitisch-tonige Lage erinnert in ihrer äußerlichen Beschaffenheit noch an den dolomitischen Knollenkalk. Neben diesen kommen schon 0,1 m mächtige Sandsteinbänke mit deutlichem Feldspatgehalt und dolomitischen Bindemitteln vor. Bei Bibers-wöhr-Funkendorf wird dieser Horizont durch dünnblätterige, gelblichgraue, sandige Tone und zahlreiche dolomitische Sandsteinbänkchen, sowie einzelne Arkosebänke vertreten.

Bei Kötzersdorf, Haunritz und Kulmain sind diese Schichten, ebenso wie die des unteren Wellenkalks, als schiefrige und dünnplattige, feinkörnige, feldspathaltige Sandsteine ausgebildet.

Es läßt sich aus der Gesamtmächtigkeit der Schichten unterhalb des Oberen Muschelkalkes und der relativen Mächtigkeit der einzelnen Schichtkomplexe weiter im N hier nur noch der ungefähre Horizont irgendeiner Schichtfolge angeben. Es zeigt sich aus den Profilen, besonders aus dem von Haunritz, daß die Schichten, welche nach der ungefähren Lage der im obigen behandelten Schichtfolge entsprechen, insofern noch einen höheren Carbonatgehalt aufweisen, als in ihnen die meisten carbonatreicheren fossilführenden Bänke vorkommen. Es sind dieses meistens bräunliche, rostfleckige, feldspathaltige Sandsteine, welche schlecht erhaltene Steinkerne hauptsächlich von *Myophoria vulg.*, einigen sehr kleinen *Gervillia soc.*, *Myoph. laevigata*, *Lima lin.* und *Pleuromya jass.* enthalten.

Bei Eisersdorf und Eschenbach sind die Schichten dieses Horizonts noch viel weniger von den andern zu unterscheiden. Der gesamte untere und mittlere Muschelkalk besteht hier aus hellen, meistens grobgebankten Arkosen.

Die Schaumkalkbänke.

Dieser stratigraphisch so wichtige Horizont ist in der Gegend von Kronach morphologisch noch sehr ausgeprägt, tritt aber im Zusammenhang mit seinem allmählichen Auskeilen nach S immer mehr und mehr zurück und verschwindet schließlich ganz. Die Schaumkalkbänke bieten aber schon in der Kronacher Gegend ein wesentlich anderes Bild als im normalen Entwicklungsgebiet von Südthüringen oder Unterfranken.

Die Untere Schaumkalkbank. Diese im Meininger Gebiet 1,5—2 m mächtige, technisch wichtige Bank erleidet in ihrer Fortsetzung nach SO durchgreifende Veränderungen, sowohl in der Gesteinsbeschaffenheit als auch in der Art des Auftretens. Der feinporöse, oolithische Schaumkalk geht ganz allmählich in einen kristallinen, ockerporigen, zum größten Teil aus Schalen-Detritus bestehenden Kalk über.

Am nördlichsten Muschelkalkzuge, bei Kemmaten und Mönchröden, tritt die Bank noch fast in derselben Entwicklung wie bei Harras, unfern Eisfeld, als ungefähr $1\frac{1}{2}$ m mächtiger, grobgebankter, poröser, oolithischer Kalk auf. Der Schalen-Detritus tritt noch ganz zurück. 12—15 km südöstlich davon, bei Schmölz und Beikheim, tritt die oolithische Struktur aber schon ganz zurück, und ausgelaugter Schalen-Detritus und kristalliner, ockerporiger Kalk wiegt vor. Auch erscheint die sonst einheitliche oder grobgebankte Bank von jetzt ab häufig geteilt. Es bildet sich anstatt der geschlossenen Bank jetzt dicht unter der unteren Schaumkalkbank eine mächtige, äußerst kompakte, blaugraue, kristalline Kalkbank heraus, welche überall gesimsartig hervortritt. Auch die Knollenkalke unmittelbar unter ihr verfestigen sich zu ganz besonderer Härte. Die Oberfläche dieser Bank enthält meistens zahlreiche Bohrlöcher und der auflagernde Schaumkalk führt im Zusammenhang damit fast überall an der Basis flache Geschiebe, welche sich auf eine Aufarbeitung und Zerstörung des Untergrundes zurückführen lassen. Auch über der Schaumkalkbank treten dann meistens noch besonders feste blaugraue, kristalline Kalkbänke auf. Die einzelnen Schaumkalkbänke sind häufig durch blaugrauen, kristallinen Kalk getrennt, so daß sie fast überall stark zurücktreten und man sie häufig erst in diesem härteren Schichtkomplex suchen muß. Zwischen Schmölz und Beikheim ist dieser, die untere Schaumkalkbank enthaltende, widerstandsfähige Komplex 1,5—1,7 m mächtig, während die eigentliche Schaumkalkbank nur noch 0,5 m mächtig ist.

Bei Zeyern besitzt die untere Schaumkalkbank eine stark schwankende Mächtigkeit. Im Durchschnitt beträgt diese 0,1—2 m. Sie enthält hier häufig *Encrinus*-Stielglieder und ist fast überall an der Basis geschiebeführend. Auch hier tritt sie im Gelände wenig hervor. Statt ihrer ist es eine 0,25—0,30 m mächtige, sie

unterlagernde, schwach rostfleckige kristalline Kalkbank, welche sie in dieser Hinsicht vertritt. Am Punkt 442 (Blatt Nordhalben 1 : 50 000) zeigt sich im Horizont der unteren Schaumkalkbank folgendes Profil:

0,4 m: Zwei harte, kristalline Kalkbänke mit wulstiger Oberfläche.
0,2 „ Ockerporige, schaumkalkähnliche Bank mit ausgelaugten Fossilresten.
0,7 „ Feinkristalline, schwach rostfleckige, kompakte Kalkbank.
0,25 „ Blaugraue, feinkristalline, ockerporige, schaumkalkähnliche Bank mit einigen Schalenresten und Geschieben an der Basis.
0,3 „ Festgepackte, feinkristalline, wellenkalkähnliche Lage.
0,5 „ Äußerst widerstandsfähige, feinkristalline, schwach rostfleckige Splitterkalkbank mit wulstiger Oberfläche.
1—1,5 m: Festgepackter grobknolliger Kalk.

Ganz in der Nähe besteht die eigentliche untere Schaumkalkbank aus drei Bänken: einer 0,9 m mächtigen, stark ockerporigen Unteren Kalkbank mit vielen *Pentacrinus*-Stielgliedern; einer mittleren (0,07 m) graubräunlichen Bank ohne Crinoiden, aber mit vielen ausgelaugten Schalenresten und einigen großen *Lima lineata* und *Terebratula vulg.* auf der Schichtfläche; einer oberen (0,06 m) hellgrauen, braun verwitternden Bank mit vielen gut erhaltenen *Terebratula vulgaris*, aber ohne Crinoidenreste.

In ganz ähnlicher Beschaffenheit, aber mit sich ständig verringernder Mächtigkeit, setzt sich dieser Horizont über Gössersdorf und Gumpersdorf bis nach Ködnitz fort. Bei Kauerndorf erscheint sie als 0,3—0,35 m mächtige kristalline ockerporige Kalkbank mit ausgelaugten Schalenresten und in einzelnen Lagen reichlich Encrinitenstielgliedern. Bei Ködnitz ist ihre petrographische Beschaffenheit wie auch die Art ihres Auftretens bereits sehr wechselnd. Auch macht sich hier bereits ein schwacher Dolomitgehalt bemerkbar, ebenso wie in den Schichten zwischen der unteren Schaumkalkbank und den Terebratelbänken.

Die eigentliche untere Schaumkalkbank ist hier nur noch 0,09—0,1 m mächtig und enthält *Gervillia soc.*, *Myophoria orbicularis* und *simplex* auf der Schichtoberfläche.

Bei Trebgast tritt der Dolomitgehalt bereits weit stärker in Erscheinung.

Die Untere Schaumkalkbank besteht hier aus zwei je 0,15 und 0,20 m mächtigen fossilleeren, hellgelblichbraunen, grobkristallinen, stark dolomitischen Kalkbänken, welche von einer hellgelblichbraunen, schwachsandigen, dolomitischen Lage getrennt werden.

Am Oschenberg bei Bayreuth tritt nur noch eine der beiden Lagen auf und zwar als 0,14 m mächtiges grobkristallines, gelblichbraunes, stark dolomitisches Kalkbänkchen mit deutlichem

Sand- und Glaukonitgehalt. Auch enthält sie unregelmäßige Tonlagen, so daß von jetzt ab neben dem vorwiegenden Dolomitgehalt auch ein stetig zunehmender Ton- und Sandgehalt Hand in Hand geht. Außerdem enthält die Bank verkohlte Pflanzenreste.

Bei Döhlau tritt die Untere Schaumkalkbank in ganz ähnlicher Weise auf, nur ist sie hier, abgesehen vom Ton- und Sandgehalt, schon ausschließlich dolomitisch und auch der Tongehalt hat sich bedeutend gesteigert.

Sie wurde hier an der Straße nach Görau zeitweise abgebaut, wo sie als 0,15 m mächtige hellgelbliche, schwachglaukonitische, kristalline Dolomitbank auftritt. Als auffallendstes Merkmal enthält sie viele unregelmäßige Tonlinsen. Von Fossilien ist hier und am Oschenberg nichts mehr vorhanden.

Bei Görschnitz tritt an der oberen Grenze der dolomitischen Knollen- und Wellenkalke noch ein 0,1 m mächtiges kristallines, hellgelblichbraunes, schwachsandiges Dolomitbänkchen auf, welches die Untere Schaumkalkbank andeutet, ebenso wie ein 0,15 m mächtiges, ganz ähnliches Dolomitbänkchen am Steilhang zwischen Görschnitz und Untersteinach. Am Culm bei Weidenberg wird die Untere Schaumkalkbank noch durch ein 0,09 m mächtiges, hellgelbliches, zuckerkörniges, starksandig-toniges Dolomitbänkchen angedeutet. Dieses liegt dicht an der oberen Grenze des knollig-wulstigen, carbonatreicheren Gesteinskomplexes, welcher den Schichten zwischen den Terebratelbänken und der Unteren Schaumkalkbank entspricht, und nur noch 1—1½ m unter den *Orbicularis*-Schichten, welche hier noch deutlich ausgeprägt und sehr schön aufgeschlossen sind.

Weiter südlich ist die Untere Schaumkalkbank nirgends mehr angedeutet.

Die Schichten zwischen der Unteren und Oberen Schaumkalkbank.

In der Kronacher Gegend besteht diese Schichtserie aus harten, blaugrauen, kristallinen Kalkbänken, kleinknolligen Wellenkalken und einzelnen härteren Bohrröhrenkalkbänken. In den oberen Lagen dieser 6 m mächtigen Schichtfolge treten ebenschichtige und dünnschichtige Mergelkalke und Mergel auf. Auch bei Gössersdorf zeigen die Schichten noch eine ganz ähnliche Entwicklung, nur greift die eben- und dünnschichtige, sowie die mergelige Entwicklung der oberen Schichten über dem Horizont der mittleren Schaumkalkbank bereits unter diese hinab. Einzelne Lagen dieser ganzen Schichtserie zeichnen sich durch einen großen Reichtum an *Lima str.* und in geringerem Maße *Lima lin.* und *Gervillia soc.* aus.

Die Mittlere Schaumkalkbank

kommt im ganzen Gebiet nur noch wenig zur Geltung. Nur bei Zeyern tritt eine geschlossene, 0,16 m mächtige Mittlere Schaumkalkbank $2\frac{1}{2}$—3 m über der unteren auf. Südlich davon fehlt eine eigentliche Mittlere Schaumkalkbank ganz. Wie aus den Profilen ersichtlich ist, treten gewöhnlich 2—3 m über der Unteren Schaumkalkbank ein oder zwei unregelmäßige, meistens geringmächtige, schaumkalkähnliche, ausgelaugte Schalenreste führende Bänke auf. Sie keilen oft aus, um aber meistens in demselben Niveau wieder einzusetzen. Nach S werden sie immer geringmächtiger, unregelmäßiger und verschwinden schließlich ganz. Bei Gumpersdorf kommt zum letzten Male eine 0,03—0,04 m mächtige, derartige Bank 1—$1\frac{1}{2}$ m über der Unteren Schaumkalkbank vor. Auch bei Grafendobrach zeichnen sich die vorwiegend eben- und dünnschichtigen Mergelkalke durch einen außerordentlichen Reichtum von *Lima str.* und *Gervillia soc.* aus. Besonders eine 0,04 m mächtige Bank, 0,4 m unter der Oberen Schaumkalkbank, ist geradezu erfüllt mit diesen Fossilien.

Auch bei Ködnitz ist noch keine wesentliche Veränderung bemerkbar. Die Schichten sind noch durchaus kalkig, während jeglicher Sandgehalt ganz fehlt. *Lima str.* und *Gervillia soc.* sind auch hier noch in großen Mengen vorhanden. Gümbel erwähnt hier (Frankenjura p. 515) die *Leda*-Bank mit *Leda Schlotheimensis*, welche von mir nicht aufgefunden werden konnte, wie überhaupt die *Leda*-Bank in einigermaßen typischer Entwicklung nirgends aufzufinden war. Die Mächtigkeit der ganzen Schichtserie beträgt hier noch 5 m.

Bei Trebgast bilden sie die einzigen mehr oder weniger wirklich kalkigen Schichten des Unteren Muschelkalks. Im Gegensatz zu der Unteren Schaumkalkbank und den Schichten unter dieser sind besonders die unteren Lagen dieses Schichtkomplexes noch sehr wellenkalkähnlich und durchaus kalkig. Die oberen ebenschichtigen, mergeligen Lagen sind jedoch schon schwachsandig. *Lima str.* und *lin.* sind noch verhältnismäßig häufig. Die Mächtigkeit der Schichtserie beträgt hier noch $4\frac{1}{2}$—5 m.

Am Oschenberg bei Laineck besteht die Schichtfolge im wesentlichen aus sandigen, z. T. noch wellig geschichteten dolomitischen Mergeln. Ihre Mächtigkeit beträgt hier noch $4\frac{1}{2}$ m.

Bei Döhlau an der Straße nach Görau bestehen diese Schichten aus einer ungefähr 2 m mächtigen Folge hellgrauer, ebenschichtiger, glimmerführender und sandiger, dolomitischer Mergel, sowie aus dünnblätterigen, hellen Lettenschiefern. Beiden sind sehr geringmächtige, hellgelblichbraune, dolomitische Sandsteinbänkchen eingeschaltet. Stellenweise treten diese gegenüber den dünnblätterigen Schiefertonen und eckig zerfallenden dolomitischen Mergeln sehr zurück. Am Culm bei Weidenberg ist ihre Entwicklung ganz dieselbe. Sie sind hier nur noch $1\frac{1}{2}$ m mächtig, und gehen durch rasch zunehmenden Sandgehalt allmählich in die sandig-tonigen *Orbicularis*-Schichten über.

Weiter südlich ist dieser Horizont nicht mehr auszuscheiden. Auch er geht in schiefrige, feinkörnige, feldspathaltige Sandsteine und schließlich grobgebankte und ungeschichtete Arkosen über.

Die Obere Schaumkalkbank.

Diese ist wie die Mittlere im ganzen Gebiet südlich von Kronach nur schwach entwickelt.

Bei Schmölz und Beikheim ist sie im Durchschnitt nur 0,15 m mächtig, doch schwankt ihre Mächtigkeit auf geringe Entfernungen sehr stark. Ebenso wie die Untere Schaumkalkbank erscheint auch sie häufig geteilt und dünngebankt und liegt zwischen besonders verfestigten blaugrauen, kristallinen Kalkbänken. Auch besitzt sie eine ganz ähnliche petrographische Beschaffenheit, d. h. sie besteht aus einem hellgrauen bis bräunlichen, ockerporigen, kristallinen Kalk mit zahlreichen ausgelaugten Fossilresten.

Bei Zeyern ist sie nur 0,08—0,1 m mächtig. Bei Fischbach südlich von Kronach erscheint sie als 0,13 m mächtiges, nur schwach ockerporiges, kristallines Bänkchen 6 m über der Unteren Schaumkalkbank. Bei Gössersdorf treten in demselben Horizont zwei 0,05—0,07 m mächtige kristalline Bänkchen auf mit *Lima str.* Bei Grafendobrach dagegen tritt in ihrem Horizont eine 0,27 m mächtige geschlossene Bank auf, deren obere Lage zahlreiche ausgelaugte Fossilien enthält und ein sehr schaumkalkähnliches Gepräge besitzt. Bei Gumpersdorf tritt sie als 0,05 m mächtiges, ockerporiges Bänkchen $5\frac{1}{2}$ m über der Unteren Schaumkalkbank auf. Bei Kauerndorf besteht der Horizont der Oberen Schaumkalkbank aus zwei von 0,3 m mächtigen Kalkmergeln getrennten ockerporigen Bänken. Zwischen Kauerndorf und Ködnitz erscheint sie als 0,05 m mächtiges, häufig geteiltes, rostfleckiges Kalkbänkchen 5 m über der Unteren Schaumkalkbank. Bei Ködnitz tritt sie ebenfalls 5 m über dieser Bank auf und ist bereits ganz fossilleer. Bei Trebgast tritt $4\frac{1}{2}$—5 m über der Unteren Schaumkalkbank noch eine 0,05—0,06 m mächtige, schwachrostfleckige Kalkbank auf, während die Untere Schaumkalkbank selbst bereits dolomitisch entwickelt ist.

Zum letztenmal wird die Obere Schaumkalkbank am Oschenberg bei Laineck durch ein $4\frac{1}{2}$ m über der Unteren Schaumkalkbank auftretendes, 0,07—0,09 m mächtiges, gelblichbraunes, bereits einige *Myophoria orbicularis* führendes, dolomitisches Sandsteinbänkchen angedeutet.

Südlich vom Oschenberg, bei Döhlau, Görschnitz und Weidenberg, gehen die Schiefertone, dolomitisch-sandigen Mergel und dolomitischen Sandsteinbänke der Schichten zwischen der Unteren und Oberen Schaumkalkbank ohne irgendeine besonders hervortretende härtere Bank in die *Orbicularis*-Schichten über.

Die Orbicularis-Schichten.

Diese normal aus dünnplattigen, zahlreiche *Myophoria orbicularis* führenden Kalken bestehende, nach S aber mehr und mehr in dünnschieferige, helle, mergelige Schichten übergehende, in vielen Gebieten aber schon vollständig dolomitisch ausgebildete Schichtfolge besteht im N unseres Gebietes im wesentlichen aus selten gut aufgeschlossenen, dünnplattigen, hellen Kalkmergeln. Im

unteren Teile, über der oberen Schaumkalkbank, treten in der Gegend von Kronach und südlich davon bis Gumpersdorf noch dünnplattige, hellgraue Kalke auf. Erst darüber folgen die typischen hellen, dichten Mergelplatten mit *Myophoria orbicularis*. Ein irgendwie wahrnehmbarer Dolomitgehalt fehlt vollkommen.

Die Mächtigkeit der *Orbicularis*-Schichten läßt sich hier im N infolge der mangelhaften Aufschlüsse nirgends genau feststellen, doch dürfte sie am Steilhang bei Zeyern ungefähr 10 m betragen. Diese ungefähre Mächtigkeit wird auch von Gümbel angegeben (Frankenjura p. 515). Da außerdem die Grenze der kalkigen Ausbildung des Unteren Muschelkalks gegen die dolomitische des Mittleren eine reine Faziesgrenze ist und die dolomitische Fazies stellenweise, z. B. bei Jena, bis dicht unter die Obere Schaumkalkbank greift, so ist es nicht immer leicht, über die genaue Grenzlegung zu entscheiden. Es kommen einem jedoch die hier und da in Wasserrissen aufgeschlossenen hellgelben Dolomite und klotzigen dolomitischen Zellenkalke, welche hier im N nahe der unteren Grenze der Anhydritgruppe auftreten, zu Hilfe. Diese lassen sich von den noch durchaus kalkig-mergelig entwickelten *Orbicularis*-Schichten leicht unterscheiden.

In der Gegend von Bayreuth fehlen jedoch diese Gesteine an der Basis der Anhydritgruppe. Statt dessen treten an der unteren Grenze hellgraue, dünnschieferige, eckig und griffelförmig zerfallende dolomitische Mergel auf. Da aber hier die *Orbicularis*-Schichten bereits tonig und sandig ausgebildet sind und sich so, im Gegensatz zum normalen Gebiet, mehr dem Unteren als dem Mittleren Muschelkalk anschließen, so läßt sich hier mit weit größerer Genauigkeit, als es im normalen Gebiet meistens der Fall ist, die übliche stratigraphische Grenze zwischen dem Unteren und Mittleren Muschelkalk ziehen. Auch wo die obersten Lagen der *Orbicularis*-Schichten nur schwachsandig sind und häufig auch nur wenig Myophorien enthalten, lassen sich doch die dünn- und ebenschichtigen, schwachsandigen, dolomitischen Mergel der Oberen *Orbicularis*-Schichten leicht von den schieferigen, eckig zerfallenden, dolomitischen Mergeln der Anhydritgruppe unterscheiden.

Noch bei Kauerndorf erweisen sich die *Orbicularis*-Schichten als durchaus kalkig-mergelig, die hellgrauen, dünnplattigen Kalkbänke im unteren Teil fehlen aber bereits ganz.

Bei Ködnitz besitzen die Mergel bereits eine hellgelbliche Färbung;

und eine feinsandige Beschaffenheit. Ein nennenswerter Dolomitgehalt fehlt jedoch. Sie sind hier noch ungefähr 8 m mächtig.

Bei Trebgast sind die Mergel bereits stark sandig. Sandsteinbänkchen, allerdings mit hohem Carbonat- (Dolomit-) Gehalt, sind nicht selten.

Am Oschenberg bei Laineck bestehen die *Orbicularis*-Schichten hauptsächlich aus geringmächtigen, hellgelblichen, tonig-dolomitischen Sandsteinbänkchen. Feinsandige dolomitische Mergel kommen nur noch untergeordnet vor.

In derselben, nur noch erhöht tonig-sandigen Entwicklung zeigen die *Orbicularis*-Schichten sich zwischen Döhlau und Görau. Der Sandgehalt nimmt von hier nach S stetig zu. Die dolomitischen Sandsteinbänkchen sind durchaus von derselben Beschaffenheit wie die den Tonen des Unteren Muschelkalks eingelagerten. Überhaupt ist die Entwicklung dieser beiden Schichtserien in der Gegend von Bayreuth eine sehr ähnliche.

Bei Görschnitz sind die *Orbicularis*-Schichten noch 5 m mächtig und in ausgezeichneter Weise aufgeschlossen. Sie bestehen hauptsächlich aus hellgelblichen, starksandigen Dolomitplatten und braungelben, dolomitischen Sandsteinbänkchen, beide mit zahlreichen Steinkernen und Abdrücken von *Myophoria orbicularis*. Nach oben zu tritt der Sandgehalt zurück und auch die Myophorien werden spärlicher.

Am Culm bei Weidenberg bestehen die *Orbicularis*-Schichten fast ausschließlich aus dünnplattigen, dolomitischen Sandsteinen von ganz derselben petrographischen Beschaffenheit, wie die des Unteren Wellenkalks. Ein makroskopisch sichtbarer Feldspatgehalt fehlt, dagegen sind die Sandsteine stark glimmerhaltig. Die ganze Schichtserie ist noch ungefähr 3—3½ m mächtig.

Auch bei Göppmannsbühl und auch noch zwischen Heidenaab und Wirbenz sind die *Orbicularis*-Schichten noch entwickelt. Hier zeigt sich die merkwürdige Erscheinung, daß an einer Stelle zwischen Heidenaab und Wirbenz plötzlich wieder eine durchaus kalkige, lumachellenförmige Ausbildung zwischen den Sandsteinen vorkommt, welche fast ausschließlich aus gut erhaltenen Schalen der *Myophoria orbicularis* besteht. Es scheinen die Tiere also hier noch in unmittelbarer Küstennähe in so großen Massen gelebt zu haben, daß sie, vielleicht örtlich zusammengeschwemmt, zwischen den Sandsteinen gesteinsbildend auftreten konnten und einen so großen Kalkreichtum lieferten, daß diesem gegenüber der ohne Zweifel zum großen Teil primär ausgeschiedene Dolomitgehalt lokal ganz zurücktritt. Es würde dieses örtliche Kalkvorkommen also gegen eine allgemeine sekundäre Dolomitisierung vorher kalkiger Gesteine sprechen.

Die *Orbicularis*-Schichten sind somit die am weitesten nach S verfolgbare Schichtserie des Unteren Muschelkalkes. Südlich und südöstlich von diesem südlichsten Vorkommen zeigen auch sie sich bei Kötzersdorf und in der Umgebung von Kemnath sowie bei Eschenbach als Arkose entwickelt, ohne daß sie von den übrigen Schichten des Unteren und Mittleren Muschelkalkes irgendwie ausgeschieden werden könnten.

Am Kreussener Muschelkalkzuge kommen die *Orbicularis*-Schichten am Schloßberg bei Prebiz noch in einer der am Culm bei Weidenberg ganz ähnlichen Entwicklung vor. Südlich von Biberswöhr lassen sie sich nicht mehr ausscheiden. Sie kommen hier noch als einige, im ganzen kaum metermächtige, hellgelbe, dolomitisch-tonige Sandsteinbänkchen vor, welche hier und da einzelne, seltene *Myophoria orbic.* enthalten.

2. Der Mittlere Muschelkalk.

(Vgl. Profilliste III.)

Von allen Muschelkalkgliedern weist diese mittlere Stufe den gleichmäßigsten und einheitlichsten Charakter auf. Abgesehen von den unregelmäßigen Gips- und Anhydriteinlagerungen ist seine Beschaffenheit bis weit südlich von Bayreuth eine durchaus gleichbleibende. Auch seine Mächtigkeit bleibt sich bis Weidenberg gleich. Im Durchschnitt beträgt sie 25—27 m. Südlich von Weidenberg und am südlichen Ende des Kreussener Muschelkalkzuges geht auch seine durchweg dolomitisch-mergelige Beschaffenheit, bei gleichzeitiger großer Mächtigkeitsverringerung, in eine tonig-sandige und schließlich vollkommen sandige über. In seiner petrographischen Entwicklung nähert er sich somit der Ausbildungsweise des Unteren Muschelkalks und ist bereits bei Kötzersdorf, Funkendorf und vollends bei Eisersdorf (Kemnath) und Eschenbach von diesem nicht mehr zu unterscheiden.

Infolge ihrer durchweg mergeligen Beschaffenheit sind die Schichten des Mittleren Muschelkalks nur schlecht aufgeschlossen. Sie bilden im Gebiet normaler Entwicklung häufig einen mehr oder weniger feuchten Quellhorizont. Durchgehende Profile sind demzufolge mit Ausnahme des Gipsbruches bei Döhlau und des Hohlweges am Weidenberger Culm nirgends zu beobachten. Die Schichtfolge besteht jedoch überall nördlich von Weidenberg aus hellgrauen, eckig zerfallenden, weichen, dolomitischen Mergeln, klotzigen dolomitischen Zellenkalken und hellbräunlichen oder gelben, dichten Dolomiten, welchen stellenweise z. B. bei Döhlau mächtige, abbauwürdige Stöcke von Gips und dolomitische Gipsmergel eingelagert sind. Der ganze Komplex verwittert zu einem zähen, gelben Lehm. Fossilien sind äußerst selten und

[Zu p. 284.]

Profil **Weidenberg (Culm).**

Dickbankige Bröckelkalke der Trochitenschichten mit *Encrinus liliiformis* und reichlichen *Terebratula vulgaris*.

2,00—3,00 Hellgraue, schieferige dolomitische Mergel und Dolomite mit einzelnen eingelagerten dünnen Kalkbänken.

0,40 Hellgelblichgraue, Schalenreste führende, dolomitische Kalkbank mit reichlich Schwefelkiesausscheidungen in kleinen Oktaedern.

0,50 Hellgraue, ebenschichtige dolomitische Mergel.

3,00 Gelbliche, dünnplattige Dolomite und gelblichgraue dolomitische Mergel.

1,2 Hellgraue, stark dolomit., dünnplattige Kalke mit einzelnen Schalenresten.

0,15 Gelbgraue feste Dolomitbank.

1,50 Dünnplattiger, gelblicher, z. T. zelliger Dolomit.

0,06 Harte, grobkristalline, im oberen Teil oolithische, dunkelgraubraune, dolomitische Kalkbank (mit Kupfermineralien).

1,50 Hellgraue, dünnblätterige Tone.

3,00 Hellgraue, schieferige Dolomite.

1,00 Dickbankiger, hellgelblichbrauner (z. T. ausgelaugter) Oolith, mit ockerigen Poren und einzelnen Schalenbruchstücken.

1,50—2,00 Eckig zerfallender hellgrauer, schieferiger Dolomit und dolomitische Mergel, z. T. recht tonig.

2,00 Hellgraue bis hellgelbliche dolomitische Mergel und schieferige Dolomite mit einigen kristallinen, zuckerkörnigen Dolomitbänken.

0,50 Dünnblätterige Schiefertone.

3,00 Dünnschieferige, griffelförmig und eckig zerfallende, hellgraue bis gelbliche, z. T. stark tonige dolomitische Mergel.

0,05 Hellgraue, feinkörnig-kristalline, stark dolomitische Kalkbank mit welliger, z. T. wulstiger Oberfläche.

2,00 Dünnschieferige und dünnplattige, hellgraue, z. T. griffelförmige und eckig zerfallende dolomitische Mergel, in den untersten Lagen noch schwachsandig, allmählich in die plattigen, sandigen *Orbicularis*-Schichten übergehend.

[Zu p. 284.]

Profilliste III. Mittlerer Muschelkalk.

Profil **Döhlau** (nach Reis).

Zerrüttete, weißliche Dolomitschiefer, die in massigen Dolomit übergehen.

1,5 Weißliche und graugelbliche, tonige Masse mit dünnen Dolomitschiefereinschaltungen.

0,20 Graugrüner Schieferton mit weißlich-mürber Unterlage.

1,50 Glimmerreiche, tonige, z. T. feinblätterige Dolomite.

1,50 Feingelagerter, wie gebänderter Gips, unrein mit tonigen Einstreuungen; oben gestreckt, wagrecht, unten wellig, mit Wellenrippen.

Mürbe, z. T. ockerig gefärbte Dolomitplatten mit tonigen Zwischenlagern.

1,50 Wagrecht gelagerter Gips, mit teils unregelmäßig wagrecht laufenden Fasergipsaufreißungen.

Schieferige und z. T. unregelmäßig bankige, ruppige und harte Dolomitmergel, nach unten dickbankiger werdend, auf welchen nochmals Gips folgt.

2,00 des Steilabrutsches über dem Stollen aufschlußlos.

3,50 Der eigentliche abgebaute Gips, feinschichtig, regelmäßig, wagrecht abgesetzt und ohne Wellenfurchen.

Aufschlußlos.

Profil **Görschnitz—Görau.**

Hellgraue, Schalenreste enthaltende Kalkbank mit reichlich Schwefelkies.

1,5—2,00 Aufschlußlos.

2,00 Dickbankige, z. T. zellige, hellgelbe, dichte mergelige Dolomite.

0,50 Dünnblättrige, schieferige, dolomitische Mergel.

2,00 Hellgelbe, dichte Dolomite und helle, gelbliche dolomitische Mergel.

2,50 Hellgraue dolomitische Mergelschiefer.

3,00 Schlecht aufgeschlossene gelbe, mergelige Dolomite.

3,00 Nur z. T. aufgeschlossen: dünnplattige, helle Dolomite und eckig zerfallende, dolomitische Mergelschiefer.

0,40 Dichte, graue Dolomitbank.

3,00 Unregelmäßig und eckig zerfallende, hellgraue, ebenschichtige, schieferige dolomitische Mergel.

5,00 *Orbic.*-Schichten, dünnplattige, hellgelbe dolomitische Sandsteinbänkchen, sandig-dolomitische Mergel, lose, grobsandige, braungelbe dolomitische Sandsteine und hellgelbe, sandig-tonige Dolomitplatten mit vielen *Myoph. vulgaris*.

Profil **Weidenberg (Culm).**

Dickbankige Bröckelkalke der Trochitenschichten mit *Encrinus liliiformis* und reichlichen *Terebratula vulgaris*.

2,00—3,00 Hellgraue, schieferige dolomitische Mergel und Dolomite mit einzelnen eingelagerten dünnen Kalkbänken.

0,40 Hellgelblichgraue, Schalenreste führende, dolomitische Kalkbank mit reichlich Schwefelkiesausscheidungen in kleinen Oktaedern.

0,50 Hellgraue, ebenschichtige dolomitische Mergel.

3,00 Gelbliche, dünnplattige Dolomite und gelblichgraue dolomitische Mergel.

1,2 Hellgraue, stark dolomit., dünnplattige Kalke mit einzelnen Schalenresten.

0,15 Gelbgraue feste Dolomitbank.

1,50 Dünnplattiger, gelblicher, z. T. zelliger Dolomit.

0,06 Harte, grobkristalline, im oberen Teil oolithische, dunkelgraubraune, dolomitische Kalkbank (mit Kupfermineralien).

1,50 Hellgraue, dünnblätterige Tone.

3,00 Hellgraue, schieferige Dolomite.

1,00 Dickbankiger, hellgelblichbrauner (z. T. ausgelaugter) Oolith, mit ockerigen Poren und einzelnen Schalenbruchstücken.

1,50—2,00 Eckig zerfallender hellgrauer, schieferiger Dolomit und dolomitische Mergel, z. T. recht tonig.

2,00 Hellgraue bis hellgelbliche dolomitische Mergel und schieferige Dolomite mit einigen kristallinen, zuckerkörnigen Dolomitbänken.

0,50 Dünnblätterige Schiefertone.

3,00 Dünnschieferige, griffelförmig und eckig zerfallende, hellgraue bis gelbliche, z. T. stark tonige dolomitische Mergel.

0,05 Hellgraue, feinkörnig-kristalline, stark dolomitische Kalkbank mit welliger, z. T. wulstiger Oberfläche.

2,00 Dünnschieferige und dünnplattige, hellgraue, z. T. griffelförmige und eckig zerfallende dolomitische Mergel, in den untersten Lagen noch schwachsandig, allmählich in die plattigen, sandigen *Orbicularis*-Schichten übergehend.

kommen nur in einigen wenigen, dolomitisch-kalkigen Bänken, besonders nahe der Grenze gegen den Oberen Muschelkalk, vor.

Während im normalen Gebiet sich die *Orbicularis*-Schichten faziell und faunistisch bereits eng an den Mittleren Muschelkalk anschließen, schließen sie sich im oberfränkischen Gebiet, besonders im südlichen Teil desselben, mehr dem Unteren Muschelkalk an. Dieses gilt besonders für die petrographische Ausbildung. Da hier ferner die Fauna des gesamten Unteren Muschelkalks und nicht nur der *Orbicularis*-Schichten stark verarmt ist, so fällt die Notwendigkeit der Zuteilung der *Orbicularis*-Schichten zum Mittleren Muschelkalk, wie sie in anderen Gebieten so stark empfunden wird, hier viel weniger ins Gewicht. Ich habe daher die Grenze des Unteren gegen den Mittleren Muschelkalk dort gesetzt, wo die sandige Natur der Schichten der dolomitisch-mergeligen Platz macht und gleichzeitig die Fossilführung *(Myoph. orbic.)* aufhört.

An der oberen Grenze des Mittleren Muschelkalks wird überall in der Bayreuther Gegend: am Bindlacher Berg, im Hilpertsgraben bei Döhlau, bei Görau und am Weidenberger Culm, 2—3 m unter den ersten Bröckelkalkbänken der Trochitenschichten, eine 0,25—0,4 m mächtige, hellgelblichgraue, dicht mit Schalenresten erfüllte dolomitische Kalkbank angetroffen, welche reichlich kleine zersetzte Pyritwürfelchen und stellenweise ein wenig Glaukonit enthält. Diese Bank wird noch von 2—3 m mächtigen, hellgrauen, dünnschiefrigen, dolomitischen Mergeln und gelblichgrauen Dolomiten überlagert und muß daher also noch zum Mittleren Muschelkalk gerechnet werden. Die erwähnte Bank ist für die obere Grenze der Anhydritgruppe äußerst charakteristisch und läßt sich infolge der reichlichen Schwefelkiesausscheidung auch an der Hand von Lesestücken leicht feststellen. Weiter nördlich konnte diese Bank (wohl infolge mangelnder Aufschlüsse) nirgends mehr aufgefunden werden, nur bei Gössersdorf, südlich von Kronach, fand sich ungefähr 2 m unter der unteren Grenze der Trochitenschichten zwischen hellen dolomitischen Mergeln eine 0,08—0,1 m mächtige, Schalenreste enthaltende Kalkbank, jedoch ohne nennenswerte Schwefelkiesausscheidungen.

Eine nahezu vollständige Übersicht über die ganze Schichtserie geben die Profile von Döhlau, Görschnitz-Görau und besonders am Weidenberger Culm in der Profilliste III.

Das vollständigste Profil durch den Mittleren Muschelkalk ist am Weidenberger Culm aufgeschlossen. Die beiden in diesem Profil erwähnten Oolithlagen liegen beide zwischen typischen

Gesteinen des Mittleren Muschelkalks und zwar eine beträchtliche Strecke unterhalb der oberen schwefelkiesführenden Fossilbank nahe der oberen Grenze. Es ist beachtenswert, daß Reis auch in den Bohrprofilen durch die Anhydritgruppe bei Bergrheinfeld und Kleinlangheim (**45**, p. 36, 51 und 95) zwischen dem Hauptanhydrit und dem Hangenden des Salzlagers eine ähnliche Oolithbank nachgewiesen und stratigraphisch verwertet hat. Reis stellt die untere Oolithbank des Weidenberger Profils dieser Bank gleich und spricht die Ansicht aus (**46**, p. 20), daß vielleicht die liegenden, stark tonigen Gesteine unter der unteren Oolithbank dem Auslaugungsrest eines schwachen Vertreters des unteren Gipssalzlagers und die tonigen Einschaltungen dicht über dieser Oolithbank einem schwachen Vertreter des sog. Hauptanhydrits (bzw. -Gipses) in Unterfranken entsprechen.

Aus den mitgeteilten Profilen geht hervor, daß bis südlich von Weidenberg ein irgendwie nennenswerter Sandgehalt oder gar sandige Einlagerungen den Gesteinen des Mittleren Muschelkalks noch vollständig fehlen. Er hebt sich daher in dieser Hinsicht noch scharf vom Unteren Muschelkalk ab. Leider sind Aufschlüsse im Mittleren Muschelkalk, wo er sich noch vom Unteren abtrennen läßt, weiter südlich, besonders am Kreussener Muschelkalkzuge sehr spärlich. Es wird aber südlich von Weidenberg auch der Mittlere Muschelkalk, entsprechend der beim Unteren bereits stattgehabten Ausbildungsweise, vorerst immer toniger, bei allmählich zunehmendem Sandgehalt. Wie zu erwarten, gehen diese Veränderungen von der unteren Grenze aus, während nahe der oberen Grenze unter dem Oberen Muschelkalk noch zwischen Heidenaab und Haunritz als Lesestücke typische Zellendolomite und 2—2½ m aufgeschlossene, hellgelbliche, schwachsandige Dolomite und eckig zerfallende dolomitische Mergel vorkommen.

Bei starker Mächtigkeitsverringerung des gesamten Mittleren Muschelkalks zeigen sich die unteren Schichten schon bei Göppmannsbühl als überwiegend tonig und schwachsandig.

Es treten hier in diesem Horizont starktonige, hellgelbe, dolomitische Mergel, einzelne schwachsandige Dolomitbänkchen und darunter schlecht aufgeschlossene, dünnblätterige, helle Schiefertone mit dolomitischen Mergellagen auf, unter denen dann schließlich einzelne Sandsteinbänkchen mit *Myoph. orbic.* auftreten. Zwischen Heidenaab und Wirbenz treten schlecht aufgeschlossen über den hier noch zum letztenmal auftretenden *Orbicularis*-Platten

in häufig unterbrochener Reihenfolge: dünnplattige, dolomitische Sandsteine mit vielen Steinsalzpseudomorphosen und dickere, feinkörnige Sandsteinbänke mit dolomitischem Bindemittel und schwachem Feldspatgehalt auf. Dann folgen dünnschieferige, glimmerhaltige Sandsteinbänke mit hohem Carbonatgehalt und einzelne kristalline, dolomitische Lagen; darüber, als Lesestücke, schwache, zellige Dolomite und schließlich, gegen den oberen Muschelkalk, starktonige Schichten mit dünnen, hellgelblichen Sandsteinbänkchen.

Der Mittlere Muschelkalk bietet hier somit als Ganzes, abgesehen von den noch auftretenden geringmächtigen dolomitischen Mergeln und Zellendolomiten nahe der oberen Grenze, in den Hauptzügen ein ähnliches Bild wie der untere Wellenkalk weiter nördlich in der Gegend von Bayreuth.

Ganz ähnlich ist er am Kreussener Muschelkalkzuge entwickelt. Bei Oberölschnitz besteht der Horizont des Mittleren Muschelkalks zu unterst aus tonigen, schieferigen Sandsteinbänkchen mit einzelnen härteren sandigen Dolomitbänkchen und der Hauptsache nach aus tonigsandigen, bröckeligen Dolomiten und hellgrauen Tonen. Kristalline Dolomitbänke sind sehr spärlich. Bei Altenkünsberg treten jedoch nahe der oberen Grenze wieder klotzige Zellendolomite auf. Ähnlich ist die Entwicklung am Schloßberg bei Prebiz. Die Grenze gegen die dolomitischen Trochitenschichten bilden bei Preußling hellgelbe, dolomitische Sandsteine und zelle, starksandige Dolomite. Ich verweise im Zusammenhang hiermit auf die Profile Oberölschnitz und Biberswöhr-Funkendorf in der Profilliste V. Am Bahneinschnitt von Funkendorf vollends ist der Mittlere Muschelkalk nicht mehr vom Unteren zu unterscheiden und besteht wie dieser nahezu ausschließlich aus feldspathaltigen Sandsteinen mit sandig-tonigen Zwischenlagen. Es zeichnen sich jedoch hier noch die oberen Lagen des 9—10 m mächtigen, den ganzen Unteren und Mittleren Muschelkalk darstellenden Schichtkomplexes durch die meist hellgelbliche Färbung der Sandsteine und der sandig-dolomitischen Tone, sowie den hellgelben Verwitterungslehm aus.

Bei Haunritz, Kötzersdorf, Kulmain, Eisersdorf und Eschenbach ist der Mittlere ebenso wie der Untere Muschelkalk als Arkosesandstein entwickelt. Man vergleiche die Profile in der Profilliste V.

3. Der Obere Muschelkalk.

(Vgl. Profilliste IV.)

Dieser schließt sich in seiner normalen Entwicklung im nördlichen Teil des Gebietes eng an die Meininger Fazies des Oberen Muschelkalks an. Die Trochitenschichten zeigen, wie überall in Mittel- und Süddeutschland, eine massig-kalkige Ausbildung von dicken Quadern neben dünneren Kalkbänken, während der Obere

Hauptmuschelkalk die kalkreichere Ausbildung des Thüringer Muschelkalks darstellt.

Trotz dieser häufig recht weitgehenden Übereinstimmung mit der normalen Meininger Fazies bietet eine genaue Schichtvergleichung schon im mehr oder weniger normal entwickelten nördlichen Teil des Gebietes und vollends erst in der Übergangszone südlich von Bayreuth nicht unerhebliche Schwierigkeiten. Es liegt dieses z. T. an der mehr oder weniger gleichmäßigen Ausbildung der meist recht fossilarmen Kalkbänke und am Fehlen der mannigfachen, auffallenden und daher leicht unterschiedlichen Bänke, welche sich in anderen Gebieten feststellen lassen, z. T. aber auch am Mangel guter Aufschlüsse.

Georg Wagner sagt darüber: „Schichtvergleichungen sind in Oberfranken, wie überhaupt in küstennahen Gebieten, außerordentlich schwierig. Meist sterile Blaukalke ohne charakteristische Merkmale, alles ziemlich einheitlich, fast keine auffallenden Bänke, die sich festhalten und leicht wieder erkennen ließen. Dazu keine ordentlichen Grenzaufschlüsse. So bleibt nur übrig, alle Steinbrüche systematisch Bank für Bank aufzuzeichnen und die spärlichen Fossilien einzutragen, anders sind Schichtvergleichungen zu gewagt" (**66**).

Als weiteres erschwerendes Moment kommt hinzu, daß die verlassenen und auch die noch in Betrieb stehenden Steinbrüche fast alle im gleichen Horizont liegen, nämlich in den unteren Ceratitenschichten, nahe der Grenze gegen den Trochitenkalk. Wichtig für die Horizontierung ist die *Cycloides*-Bank, welche sich bis südlich von Bayreuth verfolgen ließ und auch bei der Kartierung durch Lesestücke leicht festgestellt werden konnte. Auch die allerdings nur stellenweise einigermaßen zahlreich auftretenden Ceratiten leisteten gute Dienste, wenn auch ihre Brauchbarkeit als Leitfossilien infolge ihrer verhältnismäßigen Seltenheit, besonders im Anstehenden, und ihres häufigen Fehlens gerade dort wo man sie am nötigsten brauchte, für Kartierungszwecke nur allzuoft in Frage gestellt wird. Auf die oft diskutierte Frage ihrer Horizontbeständigkeit und auf ihre vertikale Verbreitung soll erst am Schlusse eingegangen werden.

Die Trochitenschichten.

Diese unterste Abteilung des Oberen Muschelkalks zeichnet sich überall durch die grobkristalline Beschaffenheit des Kalkes und die grobe, klotzige Bankung desselben aus. Die Grenze gegen den Mittleren Muschelkalk ist dank des großen Faziesumschlag

Profil Wirbenz.

Hellgraue Letten und Schiefertone, welche vielleicht schon der Lettenkohle angehören.

1,50—2,00 Bröckelige, sandig-tonige Dolomite mit einzelnen kristallinen Dolomitbänken.

0,35 Feinkörniger, feldspathaltiger Sandstein.

1,50 Aufschlußlos.

2,00 Sandig-tonige, bröckelige Dolomite mit einzelnen kristallinen Dolomitbänkchen.

0,13 Hellgelbe, tonige Dolomitbank.

0,20 Hellbraune, kristalline, stark sandige Dolomitbank.

0,50 Feinsandige Schiefertone mit Sandsteinlagen.

0,30 Dichte, tonige Dolomitbank.

2,00 Grobgebankte, helle, feinkristalline Dolomite mit Zwischenlagen eines bröckeligen, tonig-sandigen Dolomits. Undeutliche Fossilreste.

1,50 Dünnplattige und bröckelige, dichte, tonig-sandige Dolomite.

0,15 Hellbraune, feldspathaltige Sandsteinbank.

Sandsteine und Zellendolomite des Mittleren Muschelkalks.

Profilliste IV. Oberer Muschelkalk.

Profil Unterrodach bei Kronach.

Oberste Schichten des Oberen Muschelkalks über der *Ceratiten*-Bank.

Ackerkrume mit sandigen Mergeldolomiten der Lettenkohle.

- Dünnbankige Detrituskalke.
- Dünnplattige, ledgeblich verwitternde, dichte, graue bis gelbliche kalkmergelbänke mit hellgelblichen Tonzwischenlagen und gelbrot. dünnplattigen Mergelbänken mit zahlreichen Fisch- [illegible]-zähnchen und Glaukonitkörnern; hartbleibt ondulich.
- [illegible]-ongebankte klotzige Detrituskalke.
- Sparrige Mergelkalke mit gelblichgrauen Tonzwischenlagen.
- [illegible]-reiche Tonzwischenlage mit Kalkknollen.
- [illegible]-ongebankte Detrituskalke.
- [illegible]-ongebankte Detrituskalke.
- [illegible]-reiche Tonzwischenlage.
- [illegible]-ongebankte mit Trümmern eines grauen dichten Kalks.
- [illegible]-ongebankte mit schwarzlichen Tonzwischenlagen.

0,45 Flaserkalke mit ockerporigen Detrituseinlagerungen.
0,30 Grobkristalline Detrituskalkbank.
0,30 Splitterkalke, welche in hellgelbe, schwachsandige Kalkmergel übergehen.
0,55 Ockerporige Detrituskalkbank.
1,70 Hellgraue Flaserkalke mit gelben, dolomitischen Lagen.
0,20 Detrituskalkbank mit einer Bohrröhrenkalklage als Liegendflur.
0,18 Dünnplattige und knollige Kalkmergelbänke mit Tonzwischenlagen.
0,25 Kalkbank mit einer ockerporigen Hangend- und Liegendflur.
0,60 Dünngebankte, hellgraue Kalke mit Tonzwischenlagen.
0,20 Ockerporiger Detrituskalk.
0,50 Dünngebankte Kalke und gelbliche Mergelkalke mit schwachsandigen Tonzwischenlagen.
0,12 Dichte Kalkbank mit gelblicher Mergelunterlage.
0,14 Ockerporige Detrituskalke mit von gelbem Ocker angefüllten Bohrlöchern.

Profil Dörfles bei Kronach.

(*Compressus-*, *Evolutus-* und *Spinosus*-Zonen. Untere Ceratitenschichten.)

Ackerkrume mit *Cer. spinosus*.
0,50 Dünngebankte, ockerig verwitternde Detrituskalke.
1,90 Dünnplattige Mergelkalke und hellgraue Tone mit Mergelkalkknollen.
0,18 Detrituskalke mit einer Hangend- und Liegendflur eines Splitterkalks.
0,70 Dünnplattige Mergelkalke mit zahlreichen Tonzwischenlagen.
0,35 Detrituskalkbänke mit dünnen Tonzwischenlagen.
4,50 Dünngebankte Blaukalke, Mergelkalke und hellgraue Tone, mit rasch wechselnden eingelagerten Detrituskalkbänken.
0,20 Klotzige Detrituskalkbank.
1,30 Dünngebankte Mergelkalke mit reichlichen Tonzwischenlagen.
0,30 Fossilkalke mit Tonzwischenlagen.
0,55 Dünngebankte Mergelkalke und Schiefertone.
0,55 Detrituskalkbänke mit Tonzwischenlagen.
0,45 Dünngebankte, stark tonige Mergelkalke mit reichlichen Tonzwischenlagen.

Profil Fischbach (Straße nach Seibelsdorf).

Unterste Trochitenschichten.

2,00 Grobgebankte, kristalline Detrituskalke, mit großen, seidenglänzenden *Terebr. vulgaris Gerrillia soc.* und *Lima lin.*
5,00 Dünngebankte Plattenkalke mit reichlichen Tonzwischenlagen.
1,00 Oolithische Detrituskalkbänke undeutlich markiert in h.
1,80 Dünngebankte Kalke und knollige Mergel mit Tonzwischenlagen.
0,30 Dichte, hellgraue Kalkbank.
2,00 splitterige Bankplatten.
0,25 Dünnblätterige, hellgraue Schieftone.
0,80 Hauptsächlich Fossilkalke und Detrituskalkbank.
0,25 Aus Schalenresten bestehende Detrituskalkbank mit Hornstein und unter Hangend- und Liegendflur eines hellgrauen Splitterkalks.
0,45 Bohnenkalkbank.
1,20 Dünnplattige, mergelige Kalke mit Tonzwischenlagen.
0,10 Hellgraue Fossilbank mit Schalenresten.
0,30 Hellgraue, knollige Mergel.
0,35 Hellgraue, einzelplattige Kalke mit Tonzwischenlagen.
0,75 Helle, mergelige Kalkbänke mit trennenden Tonzwischenlagen.
0,80 Fossilleere splitterkalke mit dünnen Tonzwischenlagen.
0,20 Blaugraue, fossilleere Splitterkalke.
Kurze Strecke aufschlußlos, dann:
Verrutschte, hellgelbe, tonige Dolomite des Mittleren Muschelkalks.

Profil Hegnabrunn.

Dolomitischer Bändkalk mit Sandstein und sandigen Dolomiten, der Lettenkohle, sind im Ackerboden zahlreiche *Cer. semilaevis* zu finden. Schätzungsweise 5 m unterhalb der Lettenkohlengrenze beginnt dann der Bruch mit:

2,40 Dünnplattige, hellgraublaue Kalke mit Tonzwischenlagen und Detritus-Kalkbänken wechselgelagert.
1,50 Klotzige Detrituskalke mit Mergelschieferzwischenlagen.
0,05—0,10 *Cer. semilaevis*-Bank, kristalline Kalkbank mit zahlreichen *Terebr. vulgaris* und *Gerrillien*.
2,00 Auflassende, aus 3—4 Klotzigen Detrituskalkbänken bestehende Lage, ohne jedoch Tonzwischenlagen.
2,60 Dünnplattige Kalke und Mergelkalke mit vielen Ton- und Mergelzwischenlagen.
1,20 Grobgebankte, grobkristalline Detrituskalke.
2,10 Dünnplattige Kalke und knollige Mergelzwischenlagen.
1,90 Kompakte, wellenkalkähnliche Lage.
2,60 Grobgebankte, klotzige Detrituskalke mit einzelnen Trochiten und *Terebr. vulg.*
0,50—0,70 *Spiriferina fragilis*-Bank, grobkristalline Detrituskalke mit *Spiriferina fragilis*, *Terebr. vulg.* und *Tancredia*.
0,10 Hellgraue Mergelschiefer.
2,5—3,00 Grobgebankte Detrituskalke.
0,60 Ockerig verwitternde grobkristalline Detrituskalkbank mit zahlreichen Enerniten-Stielgliedern.
19—20 Schlecht aufgeschlossen: grobkristalline Detrituskalkbänke, dünnplattige Kalke mit Mergel- und Tonzwischenlagen. Letztere werden besonders nach unten häufiger.

Hellgelblichbraune Zellenkalke des Mittleren Muschelkalks.

Profil im großen Steinbruch an der neuen Straße nach Benk am Bindlacher Berg.

Untere Ceratiten- und Obere Trochitenschichten.

1,5 Hellgraue, kristalline Kalkplatten.
[illegible] Dünnplattiger, toniger Kalk mit reichlichen Mergelzwischenlagen.
0,42 Grobkristalline Detrituskalkbank.
1,50 Knolliger, wellenkalkähnlicher, dichter toniger Kalk mit Tonzwischenlagen.
0,45 Detrituskalkbank.
1,10 Fossilleere, knollige, dichter mergeliger Kalk.
1,61 Kristalline Kalkplatten.
0,36 Sehr dünnplattige Kalke mit breitwelliger oberfläche und [illegible]
0,32 Ockerporige Detrituskalkbank.
1,15 Wellenkalkähnliche, tonmergelige knollige Lage.
1,20 Klotzige Detrituskalkbänke mit einer wellenkalkähnlichen Lage.
1,35 Kleinknollige, wellenkalkähnliche Lagerschwielen dichten
A. tonigen Kalke mit einer undeutlich schuppenartig wirkenden Mergellage
1,5 Dünnplattige, tonreiche Kalke.
1,0 Hellgraue Kalkplatten.
0,65 Stark tonige, knollige Kalke.
0,16 Grobkristalline Detrituskalkbänke.
0,50 Dichter mergeliger Kalk mit *Nautilus bidorsatus*.
1,15 Klotzige Detrituskalke.
0,12 Hellgraue Detrituskalkbank mit breitweliger Oberfläche.
1,80 Hellgraue Kalkplatten mit Tonzwischenlagen.
0,50 Grobkristalline Detrituskalke.
0,42 Kristalline Kalkbank mit unregelmäßig welliger Oberfläche.
2,00 Kalkplatten mit Tonzwischenlagen: „Tonplatten".
1,40 Klotzige Brockenkalke, ockerporig und kristallin.
1,10 Dünngebankte, dichte Kalke mit dünnblätterigen, hellgrauen Schiefertonzwischenlagen.
0,55 Kristalline Kalkbänke mit Tonzwischenlagen.
0,35 Dünngebankte Kalkmergel mit reichlichen Tonzwischenlagen.
2,00 Dünnplattige Kalke und Detrituskalkbänke.
0,50 Feste, kompakte, wellenkalkähnliche Lage.
0,50 Dünnblätterigver, hellgrauer Schieferton mit knolligen Mergelkalklagen.
0,55 Grobknollige, wellenkalkähnliche Lage.
1,20 Kleinknollige, wellenkalkähnliche Kalke ohne Tonzwischenlagen.

Weiter unten an der Straße steht nach aufschlußloser Strecke die pyrithaltige Bank des obersten Mittleren Muschelkalks an.

Profil am Bindlacher Berg (alter großer Bruch).

Untere Ceratiten- und Obere Trochitenschichten.

2,25 Dünnplattige, kristalline Kalke mit Ton- und Mergelzwischenlagen. „Tonplatten".
1,50 Hellgraue, kristalline Kalkplatten.
1,75 Fossilleere, wellenkalkähnliche Lage am Ubergang in
A. hellgrauen Kalken und dünnplattigen Kalkmergeln bestehend
1,60 Kalkplatten und knollige Mergelkalke.
0,80 Kristalline, hellgraue Kalkbank.
1,20 Fossilleere, knollige Mergelkalke.
1,50 Kristalline Kalkbank mit reichlichen Ton- und Mergelzwischenlagen.
0,25 Dünnplattige, hellgraue Schieftone.
0,20 Grobkristalline Detrituskalkbank.
0,50 Knollige Kalkmergel mit Detritusknollenbänken.
0,90 Klotzige Detrituskalkbank.
2,50 Dünngebankte Kalkplatten mit zahlreichen Ton- und Mergelzwischenlagen.
0,17 1. Detrituskalkbank.
0,25 7. Dünnblätterige Schieftone und knollige Mergelkalk mit Planorbis [illegible]
0,[illegible] 6. [illegible]-reiche Kalkbank mit Schalenresten
0,80 5. Detrituskalkbank.
0,40 6. Stark knollige und mergelige Kalklage mit einzelnen Detritus-kalkbänkchen.
0,22 7. Knollige Mergelkalke.
1,65 8. Kristalline Detrituskalke mit seidenglänzenden Terebrateln. Möglicherweise entspricht diese Brockenkalklage der *Spiriferina*-Bank, welche bei Hegnabrunn aus ganz ähnlichen Kalken besteht und nur spärlich *Spiriferina fragilis*, daggegen aber zahlreiche Terebrateln enthält.
Die Schichtfolge 1—8 enthält nach Angabe der Steinbrucharbeiter die meisten *Nothosaurus-*, *Placodus-* und Fischreste.
3,50 „Tonplatten".
0,90 Grobgebankte Detrituskalkbänke mit *Terebr. vulgaris*.
0,60 „Tonplatten".
0,50 Detritu-kalkbänke mit *Terebr. vulg.*, *Lima str.* und *lin.*, *Gerrillia soc.* und *costata*, *Myoph. vulg.*, *Ostraea spondyloides* und einzelne *Nothosaurus*-Reste.
0,12 Aus Schalenhaufwerk bestehende, glimmerhaltige Kalkbank mit unregelmäßig welliger Oberfläche und NXO—SSW bis NO—SW gerichteten Wellenfurchen, denen flache, aus Schalenresten bestehende brothaibähnliche Wülste eingelagert sind.
0,75 Dünngebankte, mergelige Kalkplatten mit dünnblättrigen Tonschieferzwischenlagen. Fossilgehalt: *Lima lin.* und *str.*, *Ostraea spondyloides*, *Gerrillia soc.* und *costata*, *Myoph. vulg.* und *Terebr. vulg.*
0,12 Detritu-kalkbank.
0,18 Hellgraue Schieftone.
0,13 Tonig-sandige Kalkbank mit merklichem Glimmergehalt, unregelmäßigwelliger Oberfläche mit brotlaibähnlichen Wülsten.
0,25 Dünnblätterige Schieftone.
1,60 Detritus-kalkbank.
0,25 Hellgraue bis gelbliche Tone.
0,85 Hellgraublaue Kalkplatten mit Schieferton-zwischenlagen mit *Gerrillia soc.* und *costata*, *Lima lin.* und *str.*, *Ostraea spondyloides*.
0,90 Grobgebankte Detrituskalke.
Aufschluß.

Profil Untersteinach b. Bayreuth.

Trochiten-Schichten

1,5 „Tonplatten".
0,3 Detritus-kalkbank mit *Terebr. vulg.*
0,20 Hellgrauer Ton mit Mergelkalkknollen.
0,[illegible] Detritus-Kalkbank
1,00 Dünnplattige, kristalline Mergelkalke mit [illegible] *pes*, *Terebr. vulgaris*, *Lima lin.* und *str.*, *Gerrillia soc.* und *costata*, *Myoph. vulg.*, *Ostraea spondyloides*, *Gervillia soc.* und *costata*, *Lima lin.* und *str.*, *Myoph. vulg.*, *Ostraea spondyloides* und *Terebr. vulg.*
1,5 „Tonplatten".
0,25 Schieftone und Kalkmergel
0,20 Grobkristalline Detrituskalke
0,50 Hellgraue Schieftone.
0,50 Grobkristalline Detritus-kalkbank.
0,50 Knollige Kalkmergel mit Detritusknollenbänken
0,90 Klotzige Detritus-Kalkbank.
2,50 Dünngebankte Kalkplatten mit zahlreichen Ton- und Mergelzwischenlagen.
0,17 1. Detritus-kalkbank.
0,25 7. Dünnblätterige Schieftone und knollige Mergelkalk mit Planorbis [illegible]
0,[illegible] 6. [illegible]-reiche Kalkbank mit Schalenresten
0,80 5. Detritus-kalkbank.
0,40 6. Stark knollige und mergelige Kalklage mit einzelnen Detritus-kalkbänkchen.
0,22 7. Knollige Mergelkalke.
1,65 8. Kristalline Detritus-kalke mit seidenglänzenden Terebrateln. Möglicherweise entspricht diese Brockenkalklage der *Spiriferina*-Bank, welche bei Hegnabrunn aus ganz ähnlichen Kalken besteht und nur spärlich *Spiriferina fragilis*, daggegen aber zahlreiche Terebrateln enthält.
Die Schichtfolge 1—8 enthält nach Angabe der Steinbrucharbeiter die meisten *Nothosaurus-*, *Placodus-* und Fischreste.
3,50 „Tonplatten".
0,90 Grobgebankte Detritus-kalkbänke mit *Terebr. vulgaris*.
0,60 „Tonplatten".
0,50 Detritu-kalkbänke mit *Terebr. vulg.*, *Lima str.* und *lin.*, *Gerrillia soc.* und *costata*, *Myoph. vulg.*, *Ostraea spondyloides* und einzelne *Nothosaurus*-Reste.
0,12 Aus Schalenhaufwerk bestehende, glimmerhaltige Kalkbank mit unregelmäßig welliger Oberfläche und NXO—SSW bis NO—SW gerichteten Wellenfurchen, denen flache, aus Schalenresten bestehende brothaibähnliche Wülste eingelagert sind.
0,75 Dünngebankte, mergelige Kalkplatten mit dünnblättrigen Tonschieferzwischenlagen. Fossilgehalt: *Lima lin.* und *str.*, *Ostraea spondyloides*, *Gervillia soc.* und *costata*, *Myoph. vulg.* und *Terebr. vulg.*
0,12 Detritus-kalkbank.
0,18 Hellgraue Schieftone.
0,13 Tonig-sandige Kalkbank mit merklichem Glimmergehalt, unregelmäßigwelliger Oberfläche mit brotlaibähnlichen Wülsten.
0,25 Dünnblätterige Schieftone.
1,60 Detritus-kalkbank.
0,25 Hellgraue bis gelbliche Tone.
0,85 Hellgraublaue Kalkplatten mit Schieferton-zwischenlagen mit *Gervillia soc.* und *costata*, *Lima lin.* und *str.*, *Ostraea spondyloides*.
0,90 Grobgebankte Detrituskalke.
Aufschluß.

Profil Wirbenz.

Hellgraue, letten- und schiefertonige, welche vielleicht schon der Lettenkohle angehören.
1,50—2,00 Brockelige, sandsteinige Dolomite mit einzelnen kristallinen Dolomitbänken.
0,35 Feinkörniger, feldspathaltiger Sandstein.
1,50 Asterlöcher.
3,00 Sandsteinige, brockelige Dolomite mit einzelnen kristallinen Dezernatbänderchen.
0,15 Hellgelbe, tonige Dolomitbank.
1,20 Hellblaune, kristalline, stark sandige Dolomitbank.
0,50 Tonsandige Schieftone mit Sandsteinlagen.
0,50 Dichte, tonige Dolomitbank.
2,00 Grobkristalline, helle, brokkristalline Dolomite mit Zwischenlagen von dünnschiefrigen, tonigsandigen Dolomiten. Undeutliche Terebreste.
1,50 Dünnplattige und brockelige, dichte, tonmergelige Dolomite.
0,15 Hellblaune, feldspathaltige Sandsteinbank.

Sandsteine und Zwischenmittel des Mittleren Muschelkalkes

petrographisch meistens stark ausgeprägt. Die grobgebankten, klotzigen, zum größten Teil aus Schalen-Detritus bestehenden Kalke lassen sich überall leicht von den dolomitischen Zellenkalken und hellgrauen, schieferigen, dolomitischen Mergeln der Anhydritgruppe unterscheiden. Ferner sind die untersten Schichten dieser Gesteinsfolge durch stellenweise massenhaftes Auftreten von schwärzlichbraunem und hellgrauem, fleckigem Hornstein, sowie durch zahlreiche außerordentlich oolith- und glaukonitreiche Kalkbänke ausgezeichnet. Lesestücke dieser Gesteine sind meistens zahlreich auf den Feldern und Bergeshängen vorhanden und kennzeichnen überall die Grenze gegen den Mittleren Muschelkalk, abgesehen davon, daß mit den Trochitenschichten abermals eine erneute Steilstufe im Gelände beginnt, so daß diese Grenze im normalen Gebiet auch morphologisch stark ausgeprägt ist.

Oberhalb des Rodachufers zwischen Dörfles und Friesen bei Kronach kommt 1½ m über der Grenze gegen den Mittleren Muschelkalk eine 0,5—0,6 m mächtige, geschlossene, oolithisch-glaukonitische Kalkbank vor, welche am Steilgehänge hinter Friesen stellenweise abgebaut wird. An der Straße von Fischbach nach Seibelsdorf, südöstlich von Kronach, ist es besonders eine metermächtige Lage klotziger Brockenkalke, 7—8 m über der unteren Grenze, welche sich durch außerordentlichen Glaukonitreichtum, meistens im Zusammenhang mit oolithischer Ausbildung, auszeichnet. Der Hornstein tritt meistens in zwei getrennten Lagen 4—5 m über der Basis auf und läßt sich manchmal als dünne unregelmäßige Lage in den Detritus-Kalken ohne auszukeilen 25—30 m weit verfolgen. In einem kleinen Bruch in den unteren Trochitenschichten nahe der Randspalte bei Remschlitz, in der Kronacher Gegend, und ferner in dem erwähnten Profil an der Straße von Fischbach nach Seibelsdorf sind diese hornsteinführenden Lagen gut aufgeschlossen.

An zwei weit auseinanderliegenden Orten: Fischbach bei Kronach und Görau bei Bayreuth, wo die untersten Schichten des Oberen Muschelkalks aufgeschlossen sind, kommt 1½—2 m über der Grenze eine bei Görau geschlossene, bei Fischbach getrennte Bank eines fossilleeren, hellgelblichbraunen, dichten Kalks zwischen typischen Gesteinen des Oberen Muschelkalks vor. In ihrem petrographischen Charakter ist sie den gelblichen Dolomiten des Mittleren Muschelkalks äußerlich sehr ähnlich. Es handelt sich wohl um einen kleinen Rückschlag der Sedimentationsbedingungen in die des Mittleren Muschelkalks. Derartige Vorgänge müssen sich ja naturgemäß in einem flachen, küstennahen Gebiet wie dem Oberfränkischen früher und deutlicher äußern als weiter im Beckeninnern.

In der oberen Hälfte der bei Kronach schätzungsweise 30—32 m mächtigen Trochitenschichten treten die klotzigen Kalkbänke wieder mehr zurück. Statt dessen treten dünngebankte Kalkplatten

und mergelige Zwischenlagen in den Vordergrund, so daß diese Schichtserie petrographisch den Ceratitenschichten bereits sehr ähnelt. Auch werden Fossilplatten häufiger. Unter den zahlreichen Fossilien sind am häufigsten: *Lima lin.* und *str.*, *Hinnites comptus*, *Gervllia soc.* und *costata*, *Ostraea decemcostata* und *spondiloides*, *Myoph. vulg.* und *pes anseris*, *Pecten discites* und *Terebratula vulg.*

Während bei Kemmaten, unfern Neustadt a. H., die Trochitenschichten, wenn auch nur in einzelnen getrennten Lagen angereichert, in typischer Weise noch zahlreiche und große Stielglieder von *Encrinus liliif.* führen, so treten die Trochiten von jetzt ab mehr und mehr zurück, so daß die Bezeichnung Trochitenschichten häufig nur wenig gerechtfertigt erscheint. Trochiten fehlen in vielen Profilen vollkommen, stellenweise kommen sie in nur geringer Zahl in zwei Bänken nahe der unteren Grenze vor. Es ist daher mit wenigen Ausnahmen Trochitenkalk in typischer Ausbildung im ganzen Gebiet kaum zu finden. Statt dessen stellen sich in den oberen Lagen die im südlichen Deutschland sonst nirgends vorkommenden primitiven Ceratiten aus der Reihe des *Cer. atavus*, *Cer. pulcher* und *Cer. discus* ein, eine Tatsache, auf die noch später zurückzukommen sein wird. Große, meistens seidenglänzende Terebrateln sind hingegen besonders im oberen Teil der Trochitenschichten sehr zahlreich, meistens aber regellos verteilt.

In ganz ähnlicher Entwicklung, aber nirgends gut aufgeschlossen, setzen sich die Trochitenschichten über Gössersdorf, Grafendobrach und Kauerndorf nach Hegnabrunn bei Neuenmarkt fort, wo sie noch ca. 25 m mächtig sind. Die Schichtfolge ist, wenn auch lückenhaft, in dem Profil Hegnabrunn der Profilliste IV wiedergegeben.

Auch in den berühmten Steinbrüchen am Bindlacher Berg bei Bayreuth ist die Schichtfolge noch ganz ähnlich, wenn auch hier nur der obere Teil der Trochitenschichten aufgeschlossen ist. Es sind dieses die Brüche, welche die berühmten, zum großen Teil in der Bayreuther Kreissammlung sich befindenden *Nothosaurus-*, *Placodus-* und zahlreiche Fischreste geliefert haben. Die zwei heute noch in Betrieb stehenden Brüche beuten die oberen Trochiten- und unteren Ceratitenschichten aus. Infolge des Fehlens der *Spiriferina*-Bank ist eine genaue Einteilung der hier aufgeschlossenen Schichtfolge recht schwierig, besonders da auch Ceratiten recht spärlich sind und außerdem fast nie im Anstehenden gefunden werden. Genaue Mächtigkeitsangaben sind daher nicht möglich, doch dürften die Trochitenschichten hier noch 22—23 m mächtig sein (s. Profile in der Profilliste IV).

Auch die jetzt schon lange vollständig verlassenen und stark verfallenen Brüche am Rodersberg bei Laineck schneiden die unteren Ceratiten- und oberen

Trochitenschichten an. Die Schichtfolge ist von Reis ausführlich beschrieben worden (**46**, p. 20). Ceratiten sind hier nicht selten, und zwar sind es die diese Zonen charakterisierenden ältesten Ceratitenarten: *Cer. atavus* Ph., *Cer. flexuosus* Ph., *Cer. discus* R., *Cer. sequens* R., *Cer. pulcher* R., *Cer. robustus* R. und in den höheren Lagen *Cer. compressus* G. und *Cer. evolutus* Ph., welche hier nach Mitteilung von Frosch und eigener Bestätigung auftreten. Trochiten fehlen nahezu ganz. Ebenso wie am Bindlacher Berg und in den jetzt verfallenen Brüchen am Oschenberg bei Laineck sind hier in den Rodersberger Brüchen wertvolle Vertebratenfunde gemacht worden, hauptsächlich *Placodus*-Reste und u. a. ein prachtvoll erhaltener Unterkiefer von *Cyamodus rostratus*. Der gesamte Obere Muschelkalk ist hier schätzungsweise noch ungefähr 32 m mächtig.

Auch die beiden Steinbrüche bei Untersteinach bei Bayreuth schneiden die oberen Trochitenschichten an. Auch hier treten die ältesten, binodosen Ceratiten auf, während Trochiten ganz fehlen. *Nautilus bidorsatus* ist verhältnismäßig häufig.

Am Weidenberger Culm und zwischen Weidenberg und Döberschütz treten dann plötzlich die Trochitenschichten in typischer Entwicklung auf. Auf der Höhe des Culms ist folgendes kurzes Profil aufgeschlossen.

0,35—0,5 m:	Klotzige Bröckelkalkbank voll von großen *Encrinus lil.*-Stielgliedern.
0,5 m:	Dünn- und grobgebankte kristalline Kalkbänke mit Schalenresten.
0,25 „	Mergel und knollige Mergelkalke mit *Ter. vulg.*
1,2 „	Klotzige, grobkristalline Brockenkalke, aus Schalendetritus bestehend, mit großen fetten, seidenglänzenden *Terebr. vulg.*
0,5 „	Knollige Mergelkalke mit zahlreichen *Terebr. vulg.*
1,00 „	Bröckelkalke, ockerig zersetzt, hauptsächlich aus Schalenhaufwerk bestehend, mit *Terebr. vulg.*
0,55 „	Klotzige Bröckelkalkbank aus Schalenhaufwerk bestehend, im oberen Teil voll von großen Trochiten.

Die Trochiten treten somit hauptsächlich in zwei Bänken angereichert nahe der unteren Grenze auf. Bezeichnenderweise scheinen auch in den darüberliegenden Schichten, sowohl hier als auch am Steilgehänge zwischen Weidenberg und Döberschütz, sämtliche, sonst in der Bayreuther Gegend im Trochitenkalk auftretenden älteren Ceratitenarten zu fehlen.

Waren bis hierher die Trochitenschichten, wie der ganze Obere Muschelkalk überhaupt, ihrem petrographischen, kalkigen Charakter nach noch als mehr oder weniger normal zu bezeichnen, so machen sich von jetzt ab die durchgreifendsten faziellen Veränderungen bemerkbar und zwar mit erstaunlicher Schnelligkeit. Gleichzeitig

schrumpft die ganze Schichtfolge sehr stark zusammen, so daß die Gesamtmächtigkeit des ganzen Oberen Muschelkalks zwischen Fenkensees und Kirmses nur noch ca. 15 m beträgt.

Die Trochitenschichten werden zuerst von den Faziesänderungen ergriffen. Es stellt sich ein Dolomitgehalt ein, welcher mit dem gleichzeitig wachsenden Sandgehalt rasch zunimmt. Bereits zwischen Fenkensees und Kirmses und südlich davon bis Tressau bestehen die gesamten, allerdings sehr geringmächtigen, Trochitenschichten aus einem hellweißen bis gelblichen, zuckerkörnigen und in untergeordneter Weise aus einem dichten, tonigen Dolomit. Trochiten sind oft zahlreich, aber durchweg dolomitisch, so daß die Dolomitisierung zweifelsohne z. T. eine sekundäre ist. Schließlich fehlen auch sie ganz, und es ist mangels irgendwelcher Ceratiten und infolge der ebenfalls eingetretenen dolomitischen Beschaffenheit der Ceratitenschichten selbst nicht mehr zwischen den einzelnen Gliedern des Oberen Muschelkalks zu unterscheiden.

Bei Göppmannsbühl, wo der ganze Obere Muschelkalk nur noch ca. 10—11 m mächtig ist, besteht die untere Schichtfolge des Oberen Muschelkalks aus hellen, porösen, zuckerkörnigen und stark tonigen, schwachsandigen, dichten Dolomiten und dolomitischen Kalken. In den untersten Lagen macht sich ein starker Tongehalt bemerkbar und zwischen den Dolomitbänken treten verhältnismäßig mächtige, hellgraue Schiefertone und stark tonige, häufig knollige Mergeldolomite auf. Auch bei Heidenaab und Wirbenz ist die Entwicklung eine ganz ähnliche. Man vergleiche die Profile in der Profilliste IV.

Am Kreussener Muschelkalkzuge geht der Faziesübergang nicht so rasch vor sich. Bei Entmannsberg sind die Trochitenschichten noch durchaus kalkig entwickelt. Bei Oberölschnitz bestehen sie hingegen schon vorwiegend aus einem zuckerkörnigen, u. d. M. noch einige kalkige Partien enthaltenden hellen Dolomit. Trochiten sind in einzelnen Bänken hier häufig. Außerdem kommen noch *Lima str.* und *Ostraea decemcostata* vor. An der unteren Grenze treten auch bereits einige wenig mächtige dolomitische Sandsteinbänkchen auf. Die Trochitenschichten sind hier schätzungsweise nur noch 9—10 m mächtig.

In ganz ähnlicher Entwicklung, hier und da noch Trochiten führend, streichen die Schichten über Altenkünsberg, Seidwitz, Prebiz und Bibersöhr nach Funkendorf, doch nimmt der Tongehalt stark zu; es treten in dem kristallinen Dolomit häufig Tonschmitzen auf, während gleichzeitig auch der Sandgehalt zunimmt. Außer *Ostraea spondyloides* und *Placunopsis ostracina* sind schließlich Fossilien kaum noch anzutreffen. Bei Preußling treten an der Grenze gegen den Mittleren Muschelkalk bereits helle, glimmerhaltige, dolomitische Sandsteine auf. Auffallend ist hier außerdem eine bleiglanzführende, stark sandige Dolomitbank mit einzelnen Trochiten. Bei Funkendorf werden die Trochitenschichten von hellen, feldspathaltigen Sandsteinen und dichten, stark tonigen, gelblichen Dolomiten vertreten.

Bei Kötzersdorf bestehen die unteren, den Trochitenschichten entsprechenden Lagen zu unterst aus einigen fossilrestеführenden, tonig-sandigen, stark dolomitischen Kalkbänken, feldspathaltigen Sandsteinschiefern und hellgrauen Letten. Inwieweit die ungefähr 2 m mächtigen, abgebauten Dolomitbänke mit *Gervillia soc.*, *Lima* str., *Spiriferina frag.* und *Placodus*-Zähnen noch den Trochitenschichten angehören, läßt sich mit Bestimmtheit nicht sagen. Das Vorkommen von *Spiriferina frag.* und *Placodus*-Zähnen ließe den Horizont der Grenzschichten der obersten Trochitenschichten und unteren Ceratitenschichten vermuten.

Auch bei Eschenbach ist eine Gliederung des Oberen Muschelkalks nicht mehr durchzuführen (vgl. p. 321 u. f.).

Die Unteren Ceratitenschichten.

Da vor dem Erscheinen der grundlegenden Arbeit Philippi's die Bezeichnung *Ceratites nodosus* für alle starkknotigen Formen angewandt wurde, und da ferner der echte *Cer. nodosus* unterhalb der *Cycloides*-Bank überhaupt nicht vorkommt und auch in den oberen Ceratitenschichten nur für eine engere Zone leitend ist, so bezeichne ich nach dem Vorbilde Riedels den früher unter dem Namen *Nodosus*-Schichten bekannten Schichtkomplex als Ceratitenschichten.

Diese werden durch die *Cycloides*-Bank in zwei Stufen, die unteren und oberen Ceratitenschichten geteilt. In der Gegend von Bayreuth tritt fast nur die untere Abteilung auf. Sie wird im Thüringisch-Fränkischen Gebiet durch die *Spiriferina*-Bank nach unten gegen die Trochitenschichten abgegrenzt. Diesen für die stratigraphische Gliederung äußerst wertvollen Leithorizont fand ich im ganzen Gebiet nur an einer einzigen Stelle aufgeschlossen und zwar auf dem Boden des großen Steinbruchs bei Hegnabrunn.

Sie besteht hier aus einem grobkristallinen, hauptsächlich aus Schalen-Detritus zusammengesetzten Kalk. Schwärzliche, bituminöse Tonlagen, besonders auf Drucksuturflächen ausgeschieden, sind häufig. Ebenfalls tritt Schwefelkies auf. Sie enthält Trochiten, zahlreiche große, seidenglänzende Terebrateln und vor allem ziemlich zahlreiche *Spiriferina frag.*

Nach S scheint die *Spiriferina*-Bank auszukeilen, denn ich habe sie in den zahlreichen die Grenze der Trochitenschichten gegen die unteren Ceratitenschichten anschneidenden Brüchen in der Gegend von Bayreuth nirgends mehr auffinden können.

Die unteren Ceratitenschichten bestehen in der Kronacher Gegend hauptsächlich aus dünnplattigen, hellgrauen Kalkbänken, zahlreichen hellgrauen Ton- und Mergelzwischenlagen und, mit diesen wechsellagernd, grobkristallinen, ockerig verwitternden Detritus-Kalkbänken. Mit Ausnahme von *Cerat. evolutus* sind Ceratiten recht spärlich.

Brauchbare, irgendwelche Leithorizonte anschneidende Aufschlüsse fehlen hier im Oberen Muschelkalk gänzlich. Oberhalb Dörfles bei Kronach tritt ein Steinbruch auf, welcher viele *Cer. spinosus* fördert. Die Schichtfolge zeichnet sich gegenüber den Trochitenschichten durch die dünnplattige Beschaffenheit der Kalkbänke, das reichliche Auftreten von tonigen Lagen und das starke Zurücktreten von Detritus-Kalkbänken aus. Wo letztere auftreten, sind sie geringmächtig und keilen meistens seitlich sehr rasch aus. Nach den allerdings nicht anstehend gefundenen Ceratiten zu urteilen, sind hier die *Compressus-*, *Evolutus-* und *Spinosus*-Zonen aufgeschlossen (s. Profil in der Profilliste IV). Die Gesamtmächtigkeit der hier aufgeschlossenen Schichten beträgt 10—11 m. Da weder die *Spiriferina-* noch die *Cycloides*-Bank aufgeschlossen sind, muß der ganze Schichtkomplex der unteren Ceratitenschichten zum mindesten mehr als 11 m betragen.

Das vollständigste Profil durch die unteren Ceratitenschichten und den ganzen Oberen Muschelkalk überhaupt ist im Steinbruch bei Hegnabrunn anzutreffen. Da es einwandfrei das Auftreten der *Cycloides*-Bank und das Fehlen der Bank der kleinen Terebrateln beweist, eine Tatsache, auf die noch zurückzukommen sein wird, sei ganz besonders darauf hingewiesen (s. Profilliste IV).

Es macht sich hier gegenüber Kronach ein deutliches Zurücktreten des Tongehalts gegenüber den grobkristallinen, aus Schalenhaufwerk bestehenden Kalken bemerkbar. Es deutet dieses eine stärkere Strömung und, im Zusammenhang damit, größere Küstennähe an.

In der Bayreuther Gegend sind die unteren Lagen dieses Schichtkomplexes in den Profilen am Bindlacher Berg und Rodersberg bereits beschrieben worden. Bei Allersdorf sind an der Straße von Bayreuth nach Goldkronach die obersten Schichten mit spinosen Ceratiten unterhalb der *Cycloides*-Bank aufgeschlossen. Diese liegt hier dicht ($2\frac{1}{2}$—$3\frac{1}{2}$ m) unter der Lettenkohlengrenze und ist nur 0,04—0,1 m mächtig, enthält aber zahlreiche Terebrateln.

Südlich von Bayreuth schrumpft der Schichtkomplex immer mehr zusammen. Obschon schlecht aufgeschlossen, ist der obere Horizont jedoch überall leicht kenntlich durch das Vorkommen von zahlreichen Bruchstücken der spinosen Ceratiten, welche unmittelbar unter der *Cycloides*-Bank auftreten. Es sind diese im ganzen Gebiet südlich und südöstlich von Bayreuth weitaus die

häufigsten Formen und bilden daher ein wichtiges Hilfsmittel für das Auffinden der oberen Grenze der unteren Ceratitenschichten. Besonders in der näheren Umgebung von Uitzdorf sind sie auf den Äckern sehr häufig und von ganz besonderer Bedeutung, weil hier auch noch die *Cycloides*-Bank auftritt.

Auch zwischen Lankendorf und Lessau sind spinose Ceratiten noch recht häufig und die petrographische Beschaffenheit ihrer Steinkerne ist noch die des normalen blaugrauen dichten Kalkes. Südlich von Lessau beginnen aber diese Schichten etwas später als die liegenden Trochitenschichten dolomitisch zu werden, bis schließlich zwischen Döberschütz und Kirmses der normale blaugraue Kalk, ebenso wie Ceratiten und andere Fossilien, vollständig fehlt. Der Obere Muschelkalk ist hier nur noch etwa 12 m mächtig. Über den unteren, noch trochitenführenden, zuckerkörnigen, sandigen Dolomiten, folgen etwas festere Dolomite mit wenigen Tonlagen, doch werden sie nach oben gegen die Lettenkohle stark tonig und sandig, in einigen Bänken auch glaukonitisch. Es ist hier also der ganze Muschelkalk dolomitisch entwickelt. Die *Cycloides*-Bank fehlt.

Nicht ganz so rasch ist der Faziesübergang am Kreussener Muschelkalkzug. Während bei Oberölschnitz der Trochitenkalk bereits vollkommen dolomitisch entwickelt ist, treten darüber jedoch noch häufige spinose Ceratiten auf den Äckern auf. Auch das Gestein besitzt noch die normale blaugraue und dichte, kalkige Beschaffenheit. Selbst bei Seidwitz sind auf den Äckern noch einige spinose Ceratiten zu finden, jedoch besteht das Gestein hier bereits aus einem hellgrauen, feinkristallinen Dolomit. Es ist dieses das südlichste Vorkommen von Ceratiten im Oberfränkischen Gebiet.

Die Schichten schrumpfen dann immer mehr und mehr zusammen und bereits bei Preußling ist der ganze Obere Muschelkalk nur noch 12—15 m mächtig. Gleichzeitig wird das Gestein immer toniger; auch der Sandgehalt nimmt zu, und schließlich entsteht ein hellgelblichbrauner, sandiger und toniger Dolomit, welcher häufig unregelmäßige Tonschmitzen enthält. Dazwischen treten in den oberen Lagen grobgebankte, sandige, kristalline Dolomite auf, wie z. B. zwischen Altenkreussen und Biberswöhr. Bei Funkendorf endlich bestehen diese oberen Schichten des Muschelkalks aus gelblichen, tonig-sandigen Lagen und dichten tonigen Dolomiten und dolomitischen Mergeln, aus denen v. Ammon Zähne von *Acrodus Gaillardoti*, *Acr. lateralis*, zahlreiche Fischschuppen und Saurierknochen erwähnt.

In der Gegend von Kemnath bestehen diese obersten Schichten des Muschelkalks bei Göppmannsbühl und Wirbenz noch aus stark tonigen und schwachsandigen, bröckeligen Dolomiten. Die kristalline Beschaffenheit tritt mehr und mehr zurück, und der Tongehalt nimmt rasch zu. Bei Kötzersdorf treten über den erwähnten fossilführenden Dolomiten (1,9 m), welche

z. T. wohl schon dem unteren Horizont der Ceratitenschichten angehören, nur noch hellgraue sandige Tone auf, welche ganz unmerklich in die der Lettenkohle übergehen. Bei Kulmain kommen in den oberen Lagen noch *Gervillia soc.* und *Lima sir.* führende, tonige Dolomite und darüber fossilleere dolomitische Mergel vor.

Bei Eisersdorf bestehen die oberen Schichten aus dichten, tonigen Dolomiten mit *Lingula tenuissima*, hellen, feinkörnigen, feldspathaltigen Sandsteinen und hellgrauen sandigen Tonen, welche ebenfalls unmerklich in die stark zusammengeschrumpfte Lettenkohle übergehen. Ich verweise hier auf die später noch genau zu beschreibenden Profile von Eisersdorf und Eschenbach (p. 318 u. f.), wo die oberen Lagen des Oberen Muschelkalks ebenfalls aus abwechselnden sandigen Tonen und feinkörnigen Sandsteinen mit einzelnen Dolomitbänkchen bestehen.

Die Schichten über der Cycloides-Bank.

In der normalen Meininger Entwicklung des Oberen Muschelkalks folgen über der *Cycloides*-Bank noch die ungefähr 15—20 m mächtigen oberen Ceratitenschichten, darüber der 7—10 m mächtige Gervillienkalk, welcher durch die Bank der kleinen Terebrateln in den unteren (3—4 m) und oberen (ungefähr 5 m) Gervillienkalk geteilt wird. Dann folgen die Hauptterebratelbank (0,4 m) und darüber die *Semipartitus*-Schichten, welche ihrerseits wieder durch die obere Terebratelbank in die 4,6—4,8 m mächtigen Terebratelschichten und die Fränkischen Grenzschichten (3—4 m) G. Wagner's geteilt werden. Letztere lassen sich hinwiederum in eine untere Abteilung, den Bairdienton (1,9—2,2 m), und eine obere, die Stufe des Glaukonitkalks (1,7 m), zerlegen. Die eigentliche Grenze gegen die Lettenkohle bildet nach G. Wagner eine (stellenweise 0,25 m mächtige) stark glaukonitische Kalkbank, über welcher graubraune Mergelschiefer und Mergel der untersten Lettenkohle folgen. Sowohl im Glaukonitkalk als auch im Bairdienton kommen hauptsächlich Fischschüppchen enthaltende Bonebedlagen vor, besonders im letzteren. Unmittelbar über dem Glaukonitkalk tritt in der normalen unterfränkisch-thüringischen Entwicklung meistens noch ein eigentliches Grenzbonebed auf (**64** und **66**).

Wäre die Schichtfolge im oberfränkischen Gebiet eine vollständige, so wäre über der *Cycloides*-Bank eine noch immerhin beträchtliche Schichtmächtigkeit (30—35 m) zu erwarten. Dieses ist jedoch keineswegs der Fall. Es fehlen vielmehr im ganzen Gebiet die gesamten *Semipartitus*-Schichten und in der Bayreuther Gegend auch nahezu die ganzen oberen Ceratitenschichten.

Der Obere Muschelkalk schließt hier 2—3 m über der *Cycloides*-Bank ab.

Es kommen im Bayreuther Gebiet zwar auch stark glaukonitische, dolomitische Kalkbänke und bei Kronach auch bairdientonähnliche Lagen vor, doch liegen diese bereits bei Kronach in einem viel tieferen Niveau als in der Gegend von Meiningen.

Bei Unterrodach bei Kronach sind in einem Steinbruch die obersten Schichten des Muschelkalks bis dicht unter die Lettenkohlengrenze aufgeschlossen (s. Profil i. d. Profilliste IV). In den obersten Bänken fand sich hier ein äußerst schlecht erhaltenes Bruchstück eines nicht genau bestimmbaren Ceratiten, welches aber wahrscheinlich einem *Cerat. intermedius* angehört. Der obere Muschelkalk würde demnach hier bei Kronach zum mindesten noch bis in den *Intermedius*- oder Gervillienkalk hinaufgehen. *Cer. dorsoplanus* und *Cer. semipartitus* kommen jedenfalls im ganzen Gebiet nicht mehr vor.

Von Bedeutung ist ferner, daß hier unmittelbar unter der Lettenkohle den Fränkischen Grenzschichten vergleichbare Lagen von hellgelben sandigen Mergeln mit Fischschuppen und -Zähnchen, also Bonebeds, und, wenn auch nur in untergeordneter Weise, glaukonitische Gesteine auftreten. Die obere Schichtfolge entspricht somit faziell den „Fränkischen Grenzschichten". Diese sind somit kein konstanter Horizont, vielmehr ist die Entstehung der gelben sandigen Mergel, dolomitischen Kalke und glaukonitischen Gesteine faziell durch die Verflachung des Meeres bedingt. Hier im Küstengebiet erfolgte der Faziesumschlag der kalkig-tonigen Muschelkalkgesteine in die sandig-mergeligen und dolomitischen Gesteine der unteren Lettenkohle infolge der früheren Verflachung des Meeres eher als im Beckeninneren, und es liegen daher die Grenzschichten hier (bei Kronach) in einem tieferen Niveau.

Wie im folgenden gezeigt werden soll, greift die sandige und dolomitische Ausbildung, der allmählichen Transgression entsprechend, südwärts in immer tiefere Horizonte über. Bezeichnend für diese oberen Muschelkalkschichten in der Kronacher Gegend sind außer dem Glaukonitgehalt, den Bonebeds, und den hellgelben sandigen Mergeln, auch noch der deutlich wahrnehmbare Sand- und Glimmergehalt in den Ton- und Mergelzwischenlagen der Kalkbänke. Besonders auffallend sind die im petrographischen Teil beschriebenen Flaserkalke.

Von hier aus südwärts gestalten sich die obersten Schichten des Oberen Muschelkalks außerordentlich wechselvoll. Die verschiedenen, in anderen Gebieten große Ausdehnung besitzenden, flächenhaft auftretenden Fazies stellen sich hier nacheinander, gewissermaßen strichweise ein. Waren bei Kronach (Unter-Rodach) die Flaserkalke und die hellgelblichen bairdientonähnlichen, sandigen Mergel an der oberen Grenze besonders auffallend und kennzeichnend, so stellt sich 8—9 km weiter südlich zwischen Rugendorf und Stadtsteinach plötzlich die Riff-Fazies des *Trigonodus*-Kalks ein und zwar auf einer horizontalen Erstreckung in nordsüdlicher Richtung von nur 7—8 km.

Es treten hier unmittelbar unter der Lettenkohle (die eigentlichen Grenzschichten sind jedoch nicht aufgeschlossen) überall grobgebankte, stark ausgelaugte und poröse helle, kristalline Kalke auf, von ganz derselben Gesteinsbeschaffenheit wie der typische *Trigonodus*-Kalk im südlichen Unterfranken. Es treten metermächtige, geschlossene Bänke davon auf, doch ist die Bankung meistens sehr unregelmäßig. Ihre untere Grenze ist nirgends aufgeschlossen, doch dürfte die Gesamtmächtigkeit dieser Schichten nicht mehr als einige wenige Meter betragen. Schalenreste scheinen an der ursprünglichen Zusammensetzung des Gesteins eine große Rolle gespielt zu haben, doch sind diese fast restlos ausgelaugt. Lagenweise macht das Gestein den Eindruck eines ausgelaugten oolithischen Kalkes. *Trigonodus Sandbergeri* habe ich darin nicht beobachten können, doch kommen einige seltene *Lima str.*, *Myophoria cardissoides* und einzelne unbestimmbare Ceratitenreste vor. Sonst ist das Gestein gänzlich fossilleer.

Auch bei Stadtsteinach treten nahe der oberen Grenze des Oberen Muschelkalks dem *Trigonodus*-Kalk sehr ähnliche Bänke auf, hier jedoch bereits geringmächtiger. Die liegenden Splitterkalke enthalten hier außerordentlich zahlreiche und große *Gervillia soc.*; außerdem kommt, wie überall auf den Äckern zwischen Unterrodach und Untersteinach, hier der echte *Ceratites nodosus* vor. Es ist somit sehr wahrscheinlich, daß die *Trigonodus*-kalkähnlichen Bänke sich hier ungefähr im Gervillienkalk befinden, besonders da bei Untersteinach (bei Kulmbach) die *Cycloides*-Bank noch beträchtlich tiefer liegt.

Die Bank der kleinen Terebrateln ließ sich jedoch nirgends auffinden.

Der große Bruch bei Untersteinach liegt in den oberen Ceratitenschichten nicht weit über der *Cycloides*-Bank. Letztere ist unten im Dorf, dicht am Steinachufer, gut aufgeschlossen und 0,15—0,16 m mächtig. Am auffallendsten im ganzen Bruch

ist eine 4—5 m mächtige, ausschließlich aus grobgebankten, grobkristallinen Detritus-Kalken bestehende Lage. Schätzungsweise dürften die Schichten über der *Cycloides*-Bank hier noch 12—14 m mächtig sein.

Daß die Mächtigkeit der Schichten über der *Cycloides*-Bank bei Hegnabrunn noch ungefähr 9 m beträgt und, daß hier noch zahlreiche echte *Cer. nodosus* vorkommen, ist bereits erwähnt worden. Aufgeschlossen sind die Grenzschichten gegen die Lettenkohle dann wieder bei Himmelkron, wo die Mächtigkeit der Schichten über der *Cycloides*-Bank noch ungefähr 8—9 m beträgt.

Die Grenzschichten bestehen hier im Graben oberhalb der Ziegelei zu unterst aus dickgebankten, hellgrauen, kristallinen Kalken mit *Cer. nodosus* und seidenglänzenden Terebrateln. Darüber folgen unregelmäßig gebankte, wulstige, dichte Kalke, welche sehr viel Glaukonit und hellgelbe, sandige Toneinlagerungen mit vielen Fischschuppen enthalten (0,37 m); dann hellgraue Schiefertone mit sandigen Dolomitbänkchen (0,80 m); darüber hellbraune, stark dolomitische Kalkbänke mit hellgelben, sandigen Tonlagen (0,60 m); hellgraue, sandige, dolomitische Mergel (0,15 m); braungelbe, sandig-tonige Dolomite (0,30 m); hellgelbe bis bräunliche, sandige Dolomite und gelbe dolomitische Zellenkalke mit hellgrauen Schiefertonzwischenlagen (0,75 m); darüber eine bräunliche, tonige, dolomitische Kalkbank (0,12 m) und schließlich (0,60 m) bröckelige und zellige, sandig-tonige Dolomitschiefer, welchen im unteren Teil eine 0,03—0,04 m mächtige hellgraubräunliche, sandig-tonig-dolomitische Lage mit zahlreichen Fischschüppchen und anderen Vertebratenresten eingeschaltet ist. Darüber folgen sandige Letten und tonige Sandsteinschiefer der Lettenkohle. Das letztgenannte Bonebedlager entspricht wohl dem Grenzbonebed G. Wagner's.

Wie bereits erwähnt, liegt bei Allersdorf bei Bayreuth die *Cycloides*-Bank nur noch ungefähr 3 m unter der Lettenkohlengrenze. Bei Lankendorf fand ich sie kaum 2 m unter den dolomitischen Mergeln und tonigen Dolomiten der Lettenkohle aufgeschlossen. Unmittelbar unter ihr kommen hier noch zahlreiche spinose Ceratiten vor. Die Schichten zwischen der *Cycloides*-Bank und der Lettenkohle bestehen hier aus einigen Detritus-Kalkbänken mit *Gervillia soc.* und zu oberst aus stark glaukonitischen, dolomitischen Kalkbänken und gelblichbraunen, sandigen, dolomitischen Mergeln, in welchen sich noch ein Exemplar von *Cer. enodis* fand.

Sehr schön sind diese obersten Grenzschichten bei Lessau aufgeschlossen. Es tritt hier eine 0,3—0,4 m mächtige glaukonitreiche, splitterige, stark dolomitische Kalkbank auf, welche auf

große Erstreckung hin freigelegt ist und sehr viele, meistens sehr große *Cer. similis* enthält. Letztere sind im Gegensatz zu dem meistens recht spärlichen Auftreten der Ceratiten in der Bayreuther Gegend so zahlreich, daß die Bank fast als Ceratitenpflaster bezeichnet werden könnte. Die Grenze gegen die Lettenkohle bildet eine 0,25—0,40 m mächtige, äußerst glaukonitreiche, zuckerkörnig-kristalline Dolomitbank. Darüber folgen die Mergel, mergeligen Dolomite und Sandsteinschiefer der unteren Lettenkohle.

Südlich von Lessau sind weder Ceratiten noch die *Cycloides*-Bank mehr aufzufinden und eine Ausscheidung der Schichten über ihr ist nicht mehr möglich. Es folgt dann bei Fenkensees die dolomitische Ausbildung des ganzen, stark zusammengeschrumpften (ungefähr 12 m mächtigen) Oberen Muschelkalks.

Die Muschelkalk-Lettenkohlengrenze.

In seiner kurzen Übersicht über den Oberen Muschelkalk in Oberfranken (**66**, p. 98) spricht G. Wagner die Ansicht aus, daß die höchsten Schichten des Oberen Muschelkalks bis in die Nähe der Hauptterebratelbank reichen. Wie oben dargetan wurde, trifft dieses jedoch nur für die Kronacher Gegend zu, während schon bei Untersteinach (bei Kulmbach) der Obere Muschelkalk mit den oberen Ceratitenschichten abschließen dürfte. Auch erwähnt er die Bank der kleinen Terebrateln als für stratigraphische Vergleiche besonders wertvoll. Bei der Besprechung der Angaben von Gümbel und Thürach bemerkt er, daß sich noch nicht entscheiden ließe, „ob Verwechslungen zwischen der *Cycloides*-Bank und der Bank der kleinen Terebrateln vorgekommen sind".

Es scheint somit, daß er die in der Bayreuther Gegend überall leicht auffindliche, zahlreiche Terebrateln enthaltende Bank für die Bank der kleinen Terebrateln gehalten hat. Es müßte demnach die ganze Schichtfolge noch bis in den Gervillienkalk hinaufreichen. Dieses ist jedoch nicht der Fall, vielmehr fehlen in der näheren Umgebung von Bayreuth bereits fast die ganzen oberen Ceratitenschichten, worauf Frosch schon vor längerer Zeit hingewiesen hat (**20** und **19**). Daß die in Frage gestellte Terebratelbank wirklich die *Cycloides*-Bank ist, und nicht die Bank der kleinen Terebrateln, ließ sich mittels des durchgehenden Profils von Hegnabrunn und an Hand der Ceratiten einwandfrei feststellen.

Ceratites semipartitus und *Cer. dorsoplanus* fehlen im ganzen Gebiet vollständig. Irrtümlicherweise werden in verschiedenen Sammlungen Semipartiten aus den Brüchen am Oschenberg bei Laineck angeführt. Dieses ist jedoch vollkommen ausgeschlossen; vielmehr scheinen die betreffenden Exemplare der petrographischen Beschaffenheit nach aus Unterfranken zu stammen.

Cer. intermedius scheint nur in der Kronacher Gegend vorzukommen und auch hier nur sehr spärlich. Südlich von Rugendorf und in der Umgebung von Stadtsteinach und Untersteinach tritt bereits nur *Cer. nodosus* in den obersten Schichten auf. Auch bei Hegnabrunn ist *Cer. nodosus* in den ungefähr 9 m mächtigen Schichten über der *Cycloides*-Bank noch häufig. Auch bei Himmelkron tritt diese Form noch auf, und zwar fand ich sie im Anstehenden dicht unter den glaukonitischen Kalken an der Lettenkohlengrenze. In der Bayreuther Gegend fehlt *Cer. nodosus* bereits vollkommen; es treten hier über der *Cycloides*-Bank nur noch *Cer. similis* und *enodis* auf, während die spinosen Formen in großer Anzahl unmittelbar unter der *Cycloides*-Bank vorkommen. Beim Kartieren fand ich auf den Äckern südöstlich von Bayreuth die spinosen Formen schon immer zusammen mit Bruchstücken der *Cycloides*-Bank auf, häufig auch schon zusammen mit sandigen Dolomit- und Sandsteinbruchstücken der unteren Lettenkohle. Die Bank der kleinen Terebrateln kommt also gar nicht in Frage. Ich konnte außerdem bei Lankendorf die *Cycloides*-Bank anstehend dicht über spinosen Ceratiten und nur 2—3 m unterhalb der Lettenkohlengrenze feststellen und auch bei Lessau ist *Cer. similis* die höchste auftretende Form.

Es herrschen also an der Oberen Muschelkalkgrenze ganz ähnliche Verhältnisse wie an der Unteren. Ebenso wie die Buntsandstein-Muschelkalkgrenze ist auch die Muschelkalk-Lettenkohlengrenze rein fazieller Natur; sie darf daher nicht als Zeitgrenze aufgefaßt werden. Während der gelbe dolomitische Grenzkalk, die unteren Wellenkalkschichten unter spitzem Winkel diagonal durchsetzend, nach S in immer höhere Horizonte aufsteigt, greifen die glaukonitischen Kalke und Dolomite, sowie die Grenzbonebeds nach S in ganz ähnlicher Weise in immer tiefere Horizonte hinab, so daß das Verhalten der oberen und unteren Muschelkalkgrenze ein analoges ist.

War es im Falle des gelben Grenzkalks infolge der abnormalen Entwicklung der Unteren Wellenkalkschichten, sowie des Fehlens von durchgehenden Leithorizonten nicht möglich das Niveau, in welchem er in der Bayreuther Gegend auftritt, festzustellen, geben im Falle des Oberen Muschelkalks die Ceratiten und die *Cycloides*-Bank uns ein Mittel in die Hand, das nach S ständig tiefergreifende Niveau der oberen Grenze auf das genaueste zu verfolgen. Es fehlen in der Bayreuther Gegend, wo der Muschelkalk dicht über der *Cycloides*-Bank abschließt, also 33—36 m, d. h. nahezu die

Hälfte der gesamten Normalschichtfolge des Oberen Muschelkalks in dem Meininger Faziesgebiet. Der Faziesumschlag hat hier also sehr viel früher eingesetzt, als im Unterfränkisch-Thüringischen Muschelkalkgebiet, und es wurden hier bereits die Dolomite, Mergel, Letten und Sandsteine der unteren Lettenkohle abgelagert, während im Beckeninnern noch Kalk und Ton sedimentiert wurden, und eine reichhaltige Ceratitenfauna noch gedeihen konnte, welch letztere im Bayreuther Gebiet schon früh wieder durch die ungünstigen neuen Faziesverhältnisse verdrängt wurde.

Die Lettenkohle ist hier also z. T. ein zeitliches Äquivalent und daher gewissermaßen eine Fazies des Oberen Hauptmuschelkalks. (Obere Ceratitensch., Gervillienkalk und *Semipartitus*-Sch.)

Da also im Bayreuther Gebiet 33—36 m der normalen Schichtfolge des Oberen Muschelkalks fehlen, die gesamte Lettenkohle aber nur ungefähr 15 m mächtig ist, so wird man entsprechend dem Mächtigkeitsverhältnis zwischen den fehlenden Schichten des Oberen Muschelkalks und der darüber liegenden Lettenkohle und unter Berücksichtigung der allgemeinen Abnahme der Schichtmächtigkeit einen beträchtlichen Teil der Lettenkohle im Bayreuther Gebiet als zeitliches Äquivalent des Oberen Hauptmuschelkalks ansehen müssen. Bis zu welchem Niveau der Lettenkohle läßt sich nicht feststellen. Da die über dem Grenzdolomit folgenden roten Letten des Unteren Gipskeupers eine erhebliche Verschärfung der Klimaverhältnisse nach der ariden Seite andeuten, und eine derartige Klimaänderung in einem verhältnismäßig so eng begrenzten Gebiet, wie die Ausdehnung des Sedimentationsraumes zur Muschelkalk- und Keuperzeit zwischen dem Nordwestrand der Böhmischen Masse und dem Beckeninnern Mitteldeutschlands wohl als gleichzeitig anzusehen ist, so wird man die untere Grenze der roten Letten und damit des bunten Keupers ungefähr als Zeitgrenze auffassen können. Es kann daher nicht die ganze Lettenkohle als Fazies des Obersten Hauptmuschelkalks aufgefaßt werden, wie nach den Mächtigkeitsverhältnissen nicht ausgeschlossen gewesen wäre, sondern es muß mit einer der starken allgemeinen Schichtmächtigkeitsabnahme entsprechenden langsamen und geringen Sedimentation hier im Küstengebiet gerechnet werden.

Die innige Verknüpfung der Lettenkohle mit dem Oberen Hauptmuschelkalk und die Tatsache, daß die Sedimentations-

bedingungen im Küstengebiet für beide sehr ähnliche waren, geht ferner daraus hervor, daß die Grenze zwischen beiden sich nach S immer mehr und mehr verwischt. Wie aus dem Profil von Kötzersdorf und den noch zu beschreibenden Profilen von Eisersdorf bei Kemnath und Eschenbach ersichtlich ist, besteht sowohl der Oberste Hauptmuschelkalk als auch die Lettenkohle aus geringmächtigen Tonen und Sandsteinbänkchen, denen bei Eschenbach noch einzelne dichte Dolomitbänkchen eingelagert sind. Eine Trennung der Lettenkohle vom Oberen Muschelkalk ist daher ganz unmöglich.

Abgesehen von den Ceratiten, welche durch den Faziesumschlag vollständig verdrängt wurden, schließt sich die Lettenkohle paläontologisch eng an den Muschelkalk an. Der die Lettenkohle abschließende Grenzdolomit enthält eine reine Muschelkalkfauna, wie sie im Keuper nicht wieder auftritt. Deshalb zogen Quenstedt, Benecke (Bemerkungen über die Gliederung der oberen alpinen Trias und über alpinen und außeralpinen Muschelkalk: Ber. d. naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. Br. Bd. IX 1895 und Lettenkohlengruppe und Lunzer Sandstein: ebd. X 1898), van Werveke (**70**) und Schuhmacher (geol. Übersichtskarte von Els.-Lothr. und den angrenzenden Gebieten. Bl. Saarbrücken 1906) keine Hauptgrenze zwischen Muschelkalk und Lettenkohle.

Hinzu kommt nun noch, daß der in der normalen Entwicklung des Beckeninnern so scharfe Gegensatz in der Gesteinsausbildung des Oberen Muschelkalks und der Lettenkohle in den Randgebieten sich immer mehr verschwächt und schließlich ganz verschwindet.

So ist die „Dolomitische Region" Lothringens bei der Aufnahme der Elsaß-Lothringischen Karten und auch der anschließenden Preußischen Blätter als „untere Dolomite der Lettenkohle" ausgeschieden worden. Dasselbe gilt für das südliche Thüringen. Auch im Maingebiet stellte F. Sandberger die entsprechenden Schichten (Bairdientone und Glaukonitkalk) in die Lettenkohle.

Es ist an und für sich von geringer Bedeutung, ob man die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle etwas höher oder tiefer legt, wesentlich dagegen ist, daß mangleichzeitige Bildungen nicht bald in die eine, bald in die andere Formation stellt.

Erwähnenswert ist, daß auch in Oberschlesien ganz ähnliche Verhältnisse obgewaltet haben müssen, denn auch hier schließt der Obere Muschelkalk bereits mit den *Compressus*-Schichten ab (**7**, p. 91 und 101). In der Krakauer Gegend ist der ganze Obere Muschelkalk (als Faziesbegriff, nicht als stratigraphische Zeiteinheit) nur noch durch „wenige Fuß mächtige petrefaktenlose, dolomitische

Mergel und Kalksteine", welche dem Oberschlesischen Rybnaer Kalk entsprechen sollen, vertreten (**60**, p. 444). *Cer. semipartitus* fehlt auch am nördlichen Harzrande ebenso wie im östlichen Thüringen. Bei Lüneburg und Berlin fehlen sämtliche Schichten über der *Nodosus*-Zone. Ferner fehlt im ganzen nordwestlichen Deutschland bis nach den Niederlanden jeder Nachweis von hochmündigen Ceratiten oder von Ostracoden-Tonen und Glaukonitkalken (**7**, p. 101), dagegen sind sowohl die *Intermedius*- als auch die *Semipartitus*-Schichten ununterbrochen vom südlichen Deutsch-Lothringen bis zur oberen Weser weit verbreitet. Auch ganz im W bei Luneville sind die *Semipartitus*-Schichten noch vollständig entwickelt. Es scheint somit, daß das Meer zur Oberen Muschelkalkzeit vom Weserland (Meiningen) über Würzburg, das nördliche Baden bis zum Saargebiet seine größte Tiefe gehabt hat, während im O, im SO und im S, ebenfalls wie im N und NW die Verflachung des Muschelkalkmeeres wesentlich früher erfolgte (**66**, p. 103).

Die Verhältnisse in Schwaben. Ganz ähnliche Verhältnisse wie im Oberfränkischen Gebiet an der oberen Grenze des Oberen Muschelkalks hat G. Wagner in seinen mustergültigen Arbeiten in Schwaben festgestellt (**66**, p. 101, **64** p. 136, **28** p. 96). Die obere Terebratelbank, welche die *Semipartitus*-Schichten in die Terebratel- und Fränkischen Grenzschichten trennt, findet im größten Teile Schwabens keine Vertretung mehr. Der Muschelkalk schließt hier, je weiter nach SO, mit einem immer tieferen Schichtgliede ab. Im südlichen Schwaben fehlen die fränkischen Grenzschichten und der obere Teil der Terebratelschichten, also ungefähr 4—5 m der normalen Schichtfolge. Außerdem erfolgt nach SO eine allgemeine Mächtigkeitsabnahme der obersten Regionen (**64**, p. 173).

Nach G. Wagner (**64**, p. 136) und Hennig (**28**, p. 102) besteht hier ein Hiatus und eine Diskordanz zwischen Muschelkalk und Lettenkohle „zwar nicht im Einzelaufschluß, aber doch an der Hand der G. Wagner'schen Gesamtbeobachtungen". Nach G. Wagner „ist dieser Hiatus wirklich vorhanden und wird nicht nur vorgetäuscht durch einen Fazieswechsel von Kalk und Ton. Denn über der Grenze lagert normal die untere Lettenkohle in ziemlich gleicher, eher nach SO abnehmender Mächtigkeit der einzelnen Schichten. ... Die Mächtigkeit der Vitriolschiefer müßte bei einem Übergang von Kalk in Ton nach SO zunehmen; aber gerade das Gegenteil ist der Fall" (**64**, p. 136).

Diese Gründe sind jedoch meiner Ansicht nach nicht stichhaltig, denn auch im Falle der unteren Muschelkalkgrenze liegt der gelbe Grenzkalk normal auf den roten Letten des Röt und doch

Profil Kötzersdorf.

Sumpfiger Wiesenhorizont, dessen Untergrund aus hellgrauen Letten und sandigen Tonen des Oberen Muschelkalks und der Lettenkohle besteht. Darunter:

Oberer Muschelkalk.

2,00 Hellgraue Tone mit gagatähnlichen Kohlenstücken und einzelnen gelblichbraunen, dolomitischen Sandsteinbänkchen.

1,90 Grobgebankte, hellgraue bis blaugraue, feinkristalline Dolomitbänke, porös und mit Kalkspatdrusen erfüllt. Zahlreiche Fossilien: *Lima striata, Gervillia socialis*, Myophorien, *Spiriferina fragilis, Placodus*-Zähne und zahlreiche Wirbeltierreste, doch ohne Ceratiten.

0,30 Hellweiße, glimmerreiche, feldspathaltige, schieferige und dünnplattige Sandsteine.

0,60 Hellgraue Letten und sandige Schiefertone.

0,40 Rötlichbraune, kristalline, ockerporige, zum großen Teil aus Schalenresten bestehende, sandige, dolomitische Kalkbank.

0,80 Dolomitisch-tonige, dünnplattige Sandsteine mit sandigen Tonzwischenlagen.

0,30 Hauptsächlich aus Schalenresten bestehende rötlichbraune, ockerporige, sandige, dolomitische Kalkbank.

Mittlerer und Unterer Muschelkalk ± 15,00.

0,50 Gelblichbraune, stark sandige Dolomit- und dolomitische Sandsteinbänkchen mit wenigen sandig-tonigen Zwischenlagen.

0,40 Weißliche Sandsteinschiefer, feldspathaltig, mit glimmerreichen Schichtflächen.

0,09 Gelblichbraune, feldspathaltige, feinkörnige Sandsteinbank.

0,50 Helle, weißliche, feldspathaltige Sandsteinschiefer.

0,10 Gelblichbraune, carbonatreiche Sandsteinbank mit vielen Muschelresten.

0,90 Dünnplattige, helle, schieferige, feldspathaltige Sandsteine, fossilleer, mit einzelnen glimmerreichen sandigen Tonzwischenlagen.

0,08 Weißlichgraue Sandsteinbank mit Myophoriensteinkernen.

±6,00 Hellweißlichgraue und gelblichbraune, feldspathaltige und glimmerführende, schieferige bis dünnplattige, feinkörnige Sandsteine mit einzelnen schlechterhaltenen Myophoriensteinkernen, Kriechspuren und Wülsten auf den Schichtflächen. Kreuzschichten häufig. Zwischenlagen von hellgrauen, glimmerreichen Letten häufig.

0,10 Mittelkörnige, feldspathaltige, hellgraue Sandsteinbank.

0,60 Gelblichbraune und braungefleckte, dünnplattige Sandsteinbänke mit einzelnen Myophoriensteinkernen.

0,10 Weißlichgraue, feldspathaltige Sandsteinbank mit Tongallen.

±1,00–2,00 Aufschlußlos.

Sehr lose, weißlichgraue, feldspathaltige Sandsteine von feinem bis mittlerem Korn, deren obere Lagen dunkelbraun gefärbt sind, ursprünglich wohl carbonatreich waren und den Horizont des gelben dolomitischen Grenzkalks andeuten.

Darunter ungeschichtete oder grobgebankte, mittelkörnige Arkose-Sandsteine des Röt mit Tongallen und zahlreichen Pflanzenresten.

Profilliste V. Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk im südlichen Teil des Gebietes (sandige Fazies).

[Zu p. 304.]

Profil Oberölschnitz.

Lettenkohlensandstein mit Pflanzenresten.

Lücke —

Oberer Muschelkalk.

±2,00 Helle, gelblichgraue, z. T. zuckerkörnige, sandig-tonige Dolomite.

±6,00 Untere Cerat. Schichten: Hellgraue Kalkplatten mit *Ceratites spinosus.* Ceratitenführende, dichte, graublaue Kalkplatten mit Tonzwischenlagen.

9,00 bis 10,00 Trochiten-Schichten: Dickbankige, klotzige, weißlichgraue bis gelbliche, sehr poröse, zuckerkörnige Dolomite, nahezu ganz fossilleer; nur in zwei getrennten Bänken, nahe der unteren Grenze, treten Trochiten auf.

0,25–0,50 Hellweißlichgraue bis gelbe, sehr poröse, schwachsandige, zuckerkörnige Dolomitbank mit *Enerinus lil., Lima str., Ostraea decemcostata* und *Myophoria vulgaris.*

Mittlerer Muschelkalk.

0,20 Feste, sandige, glimmerhaltige, braungelbe Dolomitbank.

2,00 Sandig-toniger, knolliger und bröckeliger, z. T. kristalliner heller Dolomit, mit sandigen Schiefertonzwischenlagen.

Unterer Muschelkalk.

0,35 Gelblichbraune, feinkörnige, feldspathaltige, dolomitische Sandsteinbank.

0,30 Weißlichgrauer, feldspathaltiger Sandstein.

0,25 Hellgraue, feinkörnige Sandsteinbank.

0,50 Heller, feldspathaltiger Sandstein.

2,00 Dünnblätterige, hellgraue, glimmerhaltige und sandige Schiefertone.

1,00 Hellgelbe, eckig zerfallende, dolomitische Mergel, mit einzelnen Dolomitbänkchen.

0,25 Dichte, stark tonige Dolomitbank.

0,16 Hellgelblichbraune, schwachsandige, zuckerkörnige Dolomitbank.

0,50 Eckig zerfallende, bröckelige Dolomitmergel.

1,50 Hellgelblichgraue, sandige, dünnschieferige Tone.

2,00 Gelblichgraue, dichte bis feinkristalline, bröckelige, sandige Dolomite und dolomitische Mergel, mit dünnen dolomitischen Sandsteinbänkchen.

Oberster Buntsandstein.

1,50 Bunte Letten des Röt.

3,00–4,00 Ungeschichtete, mittel- bis grobkörnige Arkose-Sandsteine mit Quarzgerollen und Tongallen.

2,00 Grobkörnige bis mittelkörnige Arkose-Sandsteine mit Kreuzschichtung. Quarzgerollen und unregelmäßigen Tonlagen.

Profil Biberswöhr-Funkendorf.

Mittlerer Muschelkalk.

2,50 Dünnplattige bis schieferige, eckig zerfallende, hellgelbe Dolomitmergel mit geringem Sandgehalt.

4,50 Hellgelblichgraue, mergelige Dolomitplatten mit schieferigen tonig-dolomitischen Sandsteinbänkchen, hellgrauen schieferigen und sandigen Tonen, zu einem hellgelben Lehm verwitternd.

Unterer Muschelkalk.

1,60 Helle, gelbliche, sandige Tone und schieferige dolomitische Mergel mit vielen hellgelblichbraunen dolomitischen Sandsteinbankchen und sandigen Dolomitbankchen mit einzelnen *Myoph. orbicularis.*

4,00 Dünnblätterige, hellgraue Tone mit vielen eingelagerten dolomitischen hellgelblichbraunen Sandsteinbänkchen mit Myophoriensteinkernen.

1,20 Dünnplattige, Kreuzschichtung aufweisende, feinkornige, weißlichgraue, feldspathaltige Sandsteinbänke, durch glimmerreiche Lagen getrennt.

0,13 Feldspathaltige, braune, dolomitische Sandsteinbank mit Kriechspuren auf der Oberfläche.

3,00 Hellgraue, dünnblätterige, glimmerreiche Schiefertone mit zahlreichen Myophoriensteinkernführenden dolomitischen, feldspathaltigen Sandsteinbänkchen.

2,00 Aufschlußlos.

±4,00 Hellgraue, sandige Schiefertone mit wenigen dolomitischen Mergellagen und dolomitischen Sandsteinbänkchen.

1,50 Grobgebankte, braunfleckige, dolomitische, feinkornige Sandsteine. Aufschlußlos.

Profil am Eisenbahneinschnitt bei Funkendorf.

(Nach von Ammon.)

Lettenkohle:

10,18
1. Dolomitische Sandsteine und Lettenschiefer.
2. Gelber sandiger Dolomit mit *Myophoria intermedia* (Grenzdolomit).
3. Gelber, grauer, z. T. violetter Sandstein und Schiefertone mit Kohlenbutzen und Pflanzenresten (Region des Lettenkohlensandsteins).
4. Gelber, weißer und grauer Sandstein und Schieferton (Grenze gegen den Muschelkalk nicht weiter ausgezeichnet).

Oberer Muschelkalk.

5,40
Grauer, knolliger, dolomitischer Mergelkalk und Mergel mit *Ceratites nodosus (?),* vielen Fischresten (u. a. Zähne von *Acrodus Gaillardoti, A. lateralis*), Knochen von Sauriern und Drusen von rosenrotem bitterspat, sowie Kupferkieskristallchen.

5,25 Gelbliche, sandige Lagen mit Kohlenbutzen.

9,61 Grauer, knolliger, sehr sandiger, dolomitischer Mergelkalk, wechselnd mit sehr harten dünnen, dolomitischen Sandsteinbänkchen. Es finden sich Crinoidenstielglieder und einzelne Exemplare von *Nautilus bidorsatus* (Trochitenschichten).

Unterer und Mittlerer Muschelkalk.

9,62 Gelber Sandstein, wechselnd mit sandigem, grauem Mergelschiefer.

Röt.

1,11 Bunte, rote Lettenschiefer und toniger Sandstein.

11,38 Gelblicher, locker gebundener Sandstein im Wechsel mit tonigem Schiefer.

Profil Göppmannsbühl.

Oberer Muschelkalk.

±8,00
Zuckerkörnige, kristalline Dolomite und dichte tonige Dolomite. Dünnblätterige, hellgraue Schiefertone mit stark tonigen Dolomitbanken.

0,20 Kompakte, mergelige Dolomitbank.

1,00 Helle, gelblichgraue, dolomitische Mergel.

0,15 Stark tonige, sandige Dolomitbank.

Mittlerer Muschelkalk.

2,00 bis 3,00 Schlecht aufgeschlossen: Dünnblätterige, helle Schiefertone mit dünnen sandig-dolomitischen Bänken, gelblich verwitternd.

Unterer Muschelkalk.

Dünne dolomitisch-tonige, hellgelblichbraune Sandsteinbänkchen mit *Myoph. orbicularis.*

0,40 Hellgelbe, stark sandig-tonige Dolomitbank mit undeutlichen Schalenresten.

4,00–5,00 Hellgraue, wulstig-knollige, stark tonige, dichte Dolomite mit sandigen Tonzwischenlagen.

8,00 bis 9,00 Hellgraue, glimmerführende, z. T. sandige Tone, mit zwischengelagerten hellbräunlichgelben, feldspatführenden Sandsteinbänkchen.

Fein- bis mittelkornige Arkose-Sandsteine des Röt.

Profil Haunritz.

Oberer Muschelkalk.

Rötlichbraune, ockerporige, dolomitische Kalkbank mit zahlreichen unbestimmbaren Schalenresten.

Mittlerer und Unterer Muschelkalk.

1,50 Hellgelbe bis braune feldspathaltige Sandsteinbänke und Sandsteinschiefer.

0,25 Hellweiße, mittel- bis feinkörnige Arkose-Sandsteinbänke.

1,00 Gelblichbraune und weißlichgraue, feldspathaltige Sandsteinbänke mit schlechterhaltenen Myophorienresten.

0,20 Hellweiße, glimmerreiche, feldspathaltige Sandsteinschiefer.

0,25 Weißlichgraue bis bräunliche Arkose-Sandsteinbank mit undeutlichen Myophorienabdrücken.

0,60 Weiße bis braungelbe, sehr glimmerreiche Sandsteinschiefer mit Myophorienabdrücken.

0,90 Loser, ungeschichteter Arkose-Sandstein.

0,70 Hellweiße, feldspathaltige Sandsteinschiefer mit schlechterhaltenen Fossilabdrücken und äußerst glimmerreichen Tonzwischenlagen.

2,00 Weiße und braune rostfleckige, feldspathaltige, schieferige Sandsteine.

0,70 Unregelmäßig geschichtete, sehr lose braungelbe und dunkelbraungefleckte, feinkornige Arkose-Sandsteine mit schlechterhaltenen Steinkernen von einigen sehr kleinen *Gervill. soc.*, sehr kleinen *Myophoria vulg.*, größeren *Myophoria laevigata, Pleuromya fass.* und sehr kleinen *Natica.*

1,50 Weiße Sandsteinschiefer mit einzelnen Myophorienabdrücken.

0,65 Starktonige Sandsteinschiefer mit hellgrauen Tonzwischenlagen.

0,50 Gelbliche, leicht zerreibliche, feinkornige, feldspathaltige Sandsteine.

0,90 Feste, schieferige Arkose-Sandsteinplatten mit *Myophoria vulg.* und *Pleuromya fass.*

2,00 Gelblichbraune Sandsteine mit einzelnen schlechterhaltenen Myophorien.

0,20 Weiße, schieferige Sandsteine.

0,09 Braungefleckte Sandsteinbank mit Wülsten und schlechterhaltenen Myophorienresten auf der Schichtfläche.

2,00 Weiße feinkornige, schieferige Sandsteine und gröber gebankte, braunlichgraue Sandsteine mit vielen *Myoph. vulg.*, Pflanzenresten, einzelne Bänke mit Tongallen.

1,50–2,00 Helle gelblichgraue Sandsteinschiefer mit einzelnen, sehr kleinen *Myoph. vulg.*

1,00 Hellgraue, dünnblätterige Schiefertone mit zahlreichen dünnen Sandsteinbankchen.

Aufschlußlos.

Profil Kötzersdorf.

Sumpfiger Wiesenhorizont, dessen Untergrund aus hellgrauen Letten und sandigen Tonen des Oberen Muschelkalks und der Lettenkohle besteht. Darunter:

Oberer Muschelkalk.

0,60 Hellgraue Tone mit gagatähnlichen Kohlenstücken und einzelnen gelblichbraunen, dolomitischen Sandsteinbänkchen.

1,80 Grobgebankte, hellgraue bis blaugraue, feinkristalline Dolomitbänke, porös und mit Kalkspatdrusen erfüllt. Zahlreiche Fossilien: *Lima striata, Gervillia socialis,* Myophorien, *Spiriferina fragilis, Placodus*-Zähne und zahlreiche Wirbeltierreste, doch ohne Ceratiten.

0,30 Hellweiße, glimmerreiche, feldspathaltige, schieferige und dünnplattige Sandsteine.

0,60 Hellgraue Letten und sandige Schiefertone.

0,40 Rotlichbraune, kristalline, ockerporige, zum großen Teil aus Schalenresten bestehende, sandige, dolomitische Kalkbank.

0,80 Dolomitisch-tonige, dünnplattige Sandsteine mit sandigen Tonzwischenlagen.

0,30 Hauptsächlich aus Schalenresten bestehende rötlichbraune, ockerporige, sandige, dolomitische Kalkbank.

Mittlerer und Unterer Muschelkalk ± 15,00.

0,50 Gelblichbraune, stark sandige Dolomit- und dolomitische Sandsteinbänkchen mit wenigen sandig-tonigen Zwischenlagen.

0,40 Weißliche Sandsteinschiefer, feldspathaltig, mit glimmerreichen Schichtflächen.

0,05 Gelblichbraune, feldspathaltige, feinkornige Sandsteinbank.

0,50 Helle, weißliche, feldspathaltige Sandsteinschiefer.

0,10 Gelblichbraune, carbonatreiche Sandsteinbank mit vielen Muschelresten.

0,90 Dünnplattige, helle, schieferige, feldspathaltige Sandsteine, fossilleer, mit einzelnen glimmerreichen sandigen Tonzwischenlagen.

0,08 Weißlichgraue Sandsteinbank mit Myophoriensteinkernen.

±6,00 Hellweißlichgraue und gelblichbraune, feldspathaltige und glimmerführende, schieferige bis dünnplattige, feinkornige Sandsteine mit einzelnen schlechterhaltenen Myophoriensteinkernen, Kriechspuren und Wülsten auf den Schichtflächen. Kreuzschichten häufig. Zwischenlagen von hellgrauen, glimmerreichen Letten häufig.

0,10 Mittelkornige, feldspathaltige, hellgraue Sandsteinbank.

0,60 Gelblichbraune und braungefleckte, dünnplattige Sandsteinbänke mit einzelnen Myophoriensteinkernen.

0,10 Weißlichgraue, feldspathaltige Sandsteinbank mit Tongallen.

±1,00–2,00 Aufschlußlos.

Sehr lose, weißlichgraue, feldspathaltige Sandsteine von feinem bis mittlerem Korn, deren obere Lagen dunkelbraun gefärbt sind, ursprünglich wohl carbonatreich waren und den Horizont des gelben dolomitischen Grenzkalks andeuten. Darunter ungeschichtete oder grobgebankte, mittelkornige Arkose-Sandsteine des Röt mit Tongallen und zahlreichen Pflanzenresten.

ist es eine Faziesgrenze, welche die Schichten diagonal durchsetzt. Sie bedeutet einen Hiatus insofern, als der gelbe Grenzkalk die endgültige marine Sedimentation einleitet und im S die im N bereits abgelagerten marinen Schichten fehlen. Es entsprechen ihnen jedoch hier die roten Letten des Röt. Auch brauchen die Vitriolschiefer im Falle eines Faziesüberganges nach SO nicht notwendigerweise an Mächtigkeit zunehmen. Meine Untersuchungen im Oberfränkisch-Oberpfälzischen Küstengebiet haben gezeigt, daß die Sedimentation im küstennahen Flachmeer und dem unmittelbaren Küstengebiet eine äußerst langsame und im Verhältnis zu der im Beckeninnern sehr geringe war. Oberer Buntsandstein, Muschelkalk und Lettenkohle nehmen stark an Mächtigkeit ab, um schließlich auf nur einen geringen Bruchteil ihrer normalen, ursprünglichen Mächtigkeit zusammenzuschrumpfen. Bei den über lange Perioden hinweg mehr oder weniger vorwiegend ariden Klimaverhältnissen, wenigstens bis zum Ende der Mittleren-Oberen-Muschelkalkzeit, trat die Sedimentation terrigener Ablagerungen im Küstengebiet weit hinter der physiologisch-chemischen und organogenen im Beckeninnern zurück. Aber auch die ausschließlich oder vorwiegend aus terrigenen Komponenten bestehenden Sedimente, sowie die terrestren Ablagerungen nehmen mit Annäherung an die Uferlinie und ins Innere des Festlandes hinein stark an Mächtigkeit ab. So keilen die bunten Letten des Röt, welche faziell den untersten Wellenkalk vertreten, nach SO ganz aus, und auch die Sandsteine des oberen Buntsandsteins, welche im Bayreuther Gebiet und südlich davon den untersten Wellenkalk vertreten, sowie der ganze obere Buntsandstein selbst, nehmen nach SO stark an Mächtigkeit ab, trotzdem sie hier faziell den Untersten Muschelkalk vertreten. Nach der von G. Wagner geäußerten Auffassung müßten sie nach SO an Mächtigkeit zunehmen, was jedoch nicht der Fall ist. Marine und terrestre Sedimentation ging gleichzeitig vor sich, doch überwog die erstere bei weitem.

Nach Wagner (**64**, p. 172/73) begann gegen Ende der Muschelkalkzeit das Meer sich im heutigen Schwaben zurückzuziehen. Es wurden weite Gebiete vom Meer entblößt, die es aber in der unteren Lettenkohle sofort wieder zurückeroberte. Der größte Teil Schwabens soll zur Zeit der Fränkischen Grenzschichten Festland gewesen sein. Sowohl Wagner als Hennig halten die Lettenkohle wenigstens in Schwaben für vorwiegend marin. Im Lettenkohlen-

sandstein sollen nach Wagner Flachsee-, Strand- und Deltabildungen zugleich enthalten sein.

Nach Hennig (**28**, p. 103) gelangte der Rückzug des Muschelkalkmeeres nicht zum Abschluß. „Das Sedimentationsmedium kehrte über die Regressionsfläche scheinbar mit einem Schlage zurück. Wenigstens ist eine Transgression im Sinne übergreifender Lagerung an der Basis der Lettenkohle einstweilen nicht ersichtlich. Einem sehr allmählichen Auftauchen müßte demnach ein ziemlich ruckartiges Absinken des freilich äußerst flachen Landes gefolgt sein." Hennig bezeichnet den Hiatus als Regressionsdiskordanz zwischen Muschelkalk und Lettenkohle (**28**, p. 105). „Nur ist die Lücke, durch keine Diskordanz im Einzelprofil handgreiflich gemacht, nicht sichtbar. Sie muß aus stratigraphischem Vergleich vielmehr erst erschlossen werden" (p. 107).

Diese Auffassung von Wagner und Hennig erscheint mir nun nicht als unbedingt notwendige Folgerung aus der Lage der Verhältnisse. Es ist vielmehr manches dagegen einzuwenden. Für die Verhältnisse im oberfränkischen Gebiet trifft sie jedenfalls nicht zu. An einer Regression und Verflachung in den Randgebieten des Muschelkalkmeeres zu dieser Zeit ist nicht zu zweifeln, sie setzte jedoch in den verschiedenen Gebieten zu verschiedenen Zeiten ein. Es erscheint mir als sehr unwahrscheinlich, daß große Gebiete, wie z. B. Schwaben, trocken gelegen haben sollen, ohne daß in den bloßgelegten dolomitischen Gesteinen des *Trigonodus*-Dolomits deutliche Erosions- oder Abtragungserscheinungen und, damit zusammenhängend, größere Diskordanzerscheinungen auch im Einzelprofil zu beobachten wären. Ferner wäre es dann doch auffallend, daß die Lettenkohlenschichten im Einzelprofil und auf größere Erstreckung den Muschelkalkschichten so vollkommen konkordant auflagern. Hennig nimmt dafür ein ruckweises Untertauchen des allerdings sehr flachen, bloßgelegten Landes an. Dieses widerspricht jedoch dem ganzen Verhalten des Muschelkalkmeeres in den Randgebieten. Wie Vollrath und meine Beobachtungen im Oberfränkischen Gebiet gezeigt haben, drang es vom mehr oder weniger zentralen Becken der Rötmyophorienschichten nach SO und S, allerdings mit nicht überall gleichmäßiger Geschwindigkeit, langsam vor. Die unvollkommene Entwicklung der Obersten Muschelkalkschichten in den verschiedenen Randgebieten beweist, daß es sich auch allmählich zurückzog und verflachte, in den ver-

schiedenen Gebieten zu verschiedenen Zeiten. Man könnte sich das ruckweise Zurückkehren des Sedimentationsmediums mit Beginn der Lettenkohlenzeit, wie es Hennig annimmt, nur so vorstellen, daß entweder die trockengelegten Randgebiete „ruckweise" sanken, was jedoch der Stille'schen Auffassung der allmählichen epirogenetischen Aufwölbung der Randgebiete und des allmählichen Absinkens des Beckens, inklusive der Spezialundation, widerspricht, oder man müßte sich ein vom offenen Meer getrenntes, unter dem allgemeinen Meeresspiegel liegendes Becken vorstellen, in das das offene Meer eindrang und die bloßgelegten Randgebiete mit einem Male und gleichzeitig überflutete, wie es sich Deecke im Falle des Eindringens des Meeres in das germanische Buntsandsteinbecken vorstellt. Da jedoch das germanische Muschelkalkmeer auch zur Oberen Hauptmuschelkalkzeit nie vom offenen Meer getrennt war, fällt diese zweite Möglichkeit weg.

Es ist klar, daß diese schon im schwäbischen Gebiet, wo nur 4—5 m der normalen Schichtfolge des Oberen Muschelkalks fehlen, nicht einfach abzuweisenden Einwände im Oberfränkischen Gebiet, wo ungefähr 35 m der gesamten normalen Schichtfolge fehlen, wobei man sich natürlich immer die allgemeine Schichtmächtigkeitsabnahme vergegenwärtigen muß, noch bedeutend schwerwiegender werden. Überall lagert die unterste Lettenkohle (dolomitische Mergel und Letten mit Bonebeds) den Schichten des Oberen Muschelkalks vollkommen konkordant auf. Abtragungen, Erosionsdiskordanzen usw. lassen sich nirgends feststellen.

Der Faziesbegriff erscheint mir hier die einzig mögliche Erklärung. Abgesehen von allgemeinen Erwägungen, liegen hierfür geradezu Beweise vor, so daß an der faziellen Vertretung der Obersten Muschelkalkschichten durch einen großen Teil, zum allermindesten der Unteren Lettenkohle nicht gezweifelt werden kann. Einzelheiten darüber wurden bereits ausgeführt. Daß die Ceratiten durch den Faziesumschlag verdrängt wurden, geht eindeutig aus der Tatsache hervor, daß dicht über der *Cycloides*-Bank und zwar in schwachsandigen, dolomitisch-mergeligen Schichten, welche überall an der Basis der Lettenkohle auftreten, und die jedermann bereits der Lettenkohle zugerechnet hätte, sich noch einzelne Ceratiten (*enodis*) fanden. Dieselben Schichten setzen in derselben petrographischen Beschaffenheit, doch ohne Ceratiten, nach oben in die untere, vom Werksandstein überlagerte Lettenkohle fort.

Ferner konnte festgestellt werden, daß in der Kronacher Gegend bairdientonähnliche und glaukonitführende, dolomitische Gesteine bereits in einem viel tieferen Niveau als in der normalen Entwicklung des Beckeninnern auftreten und daß diese glaukonitisch-dolomitischen Grenzschichten nicht wie der Glaukonitkalk (und fränkischen Grenzschichten überhaupt) in Schwaben auskeilen, sondern überall als oberste Grenze des Muschelkalks gegen die Lettenkohle auftreten und die Schichten somit als Faziesgrenze diagonal durchsetzen. Stellenweise konnte das Tiefergreifen dieser Grenze geradezu ausgemessen werden.

Daß diese als Flachwasserbildungen durch den Rückzug und die Verflachung des Muschelkalkmeeres bedingten, z. T. sehr weichen und verwitterungsfähigen Gesteine, ebenso wie die sandigen und sandfreien Tone, in welche diese obersten Schichten des Muschelkalks nach SO übergehen, und welche von der in gleicher Weise entwickelten Lettenkohle nicht mehr getrennt werden können, in der langen Zeit, während welcher sich die obere Hälfte des Oberen Muschelkalks im Beckeninnern noch ablagerte, freigelegen haben sollen, ohne die mannigfachsten Erosions- und Abtragungsdiskordanzen zu zeigen und dann bei der Rückkehr des Meeres von der unteren Lettenkohle vollkommen konkordant überlagert zu werden, erscheint mir gänzlich unmöglich. Hätten Abtragungen stattgefunden, so müßten sich diese großen Tonmengen und auch ein mehr oder weniger bedeutender Sandgehalt in den sich während dieser Zeit ablagernden Kalken im jeweiligen Randgebiet irgendwie besonders bemerkbar machen. Dieses ist jedoch nicht der Fall. Wie bereits ausgeführt, tritt hingegen die „Tonplattenfazies“ auch in den oberen Ceratiten- und Gervillienschichten stark gegen kristalline Detritus-Kalke zurück. Auch der Sandgehalt ist kein entsprechender.

Ebenso unmöglich erscheint es mir, daß das nach Hennig und Wagner zur Lettenkohlenzeit plötzlich wiederkehrende Meer in den liegenden Gesteinen keine sichtbaren Aufarbeitungserscheinungen hervorgerufen hätte, sei die Überflutung auch noch so „ruckweise“ erfolgt.

Als einzig mögliche Erklärung bleibt somit, wenigstens für das Oberfränkische Gebiet, ein mehr oder weniger einheitlicher Rückzug und damit zusammenhängende Verflachung des Muschelkalkmeeres vom Beginn der oberen Ceratitenschichten ab bis in die Lettenkohle. Einzelne erneute Vorstöße des Meeres, wie z. B. während der Ablagerung des gelben Grenzdolomits der Lettenkohle, sollen damit natürlich nicht geleugnet werden. Es handelt sich nur darum, daß der Übergang des Oberen Muschelkalks in die Lettenkohle ein fazieller ist, und daß diese z. T. den Obersten Muschelkalk zeitlich vertritt. Der Faziesumschlag wurde durch die allmähliche Verflachung des Meeres infolge seines allmählichen Rück-

zuges bedingt und erfolgte daher mit zunehmender Küstennähe um so früher. Mögen die Bildungsbedingungen der Lettenkohle vorwiegend marin oder brackisch-limnisch gewesen sein, jedenfalls erfolgten sie von den Randgebieten aus und sie waren hier bereits eingetreten, als im Beckeninnern noch reiner Kalk und Ton abgelagert wurden.

Die Leitfossilien des Muschelkalks und die vertikale Verbreitung der Ceratiten.

Es hat sich je länger desto deutlicher herausgestellt, daß die häufigsten Fossilien des deutschen Muschelkalks, die Lamellibranchiaten, für dessen paläontologische Gliederung über größere Entfernungen nur wenig tauglich sind. Mögen sie in einem Gebiet bei der stratigraphischen Einteilung gute Dienste leisten (vgl. Grupes auf die Verteilung der Zweischaler gestützte Dreiteilung der Ceratitenschichten des Wesergebietes), so erweisen sie sich in einem anderen desto unbrauchbarer. Es beruht dieses einmal auf ihrer ganz überwiegenden Steinkernerhaltung, andererseits darauf, daß ihnen fast ausnahmslos jegliche wirkliche Horizontbeständigkeit fehlt. Beides tritt im Oberfränkischen küstennahen Gebiet besonders deutlich und störend hervor.

Im ganzen Gebiet habe ich kaum eine einzige Lamellibranchiatenform gefunden, welche sich für genauere stratigraphische Zwecke auch nur irgendwie mit einem auch noch so geringen Anspruch auf Zuverlässigkeit hätte verwenden lassen. Hinzu kommt, daß die Erhaltung der Steinkerne in der dolomitisch-tonigen und sandigen Fazies durchweg eine äußerst schlechte ist, welche eine genaue Bestimmung nur selten zuläßt. Es fehlen hier allerdings die Ceratiten bereits ganz, so daß auch diesen hier keine größere Bedeutung zukommt.

Außerdem treten sowohl im Unteren wie im Oberen Muschelkalk im unmittelbaren Küstengebiet in nahezu allen Horizonten nur immer dieselben wenigen, euryhalinen Formen mit der größten Anpassungsfähigkeit auf, und zwar manchmal mit einem Individuenreichtum, wohl infolge der geringeren Konkurrenz, wie er im mehr oder weniger normalen Gebiet überhaupt nicht anzutreffen ist. Es bestände somit die Möglichkeit, diese stratigraphisch zu verwerten und gewisse Horizonte nach einzelnen, massenweise darin auftretenden Formen zu benennen, welche in der normalen Entwicklung in denselben Horizonten überhaupt nicht so in Erscheinung treten, ja sogar selten sein können. Besonders deutlich ist dieses im Unteren Muschelkalk, welcher in der Bayreuther Gegend Fossilien nur sehr spärlich enthält und in welchem gewisse mächtige Schichtkomplexe, wie z. B. die Schichten zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und der Unteren Schaumkalkbank, nahezu ganz fossilleer sind. Im unmittelbaren Küstengebiet, d. h. dort, wo die ganze Schichtfolge noch ausschließlich marin ist, ist die Fauna viel gleichmäßiger verteilt und in gewissen Horizonten treten sowohl hier als auch dort, wo sich bereits mächtige terrestre Einschaltungen vorfinden, einzelne Formen wie *Myophoria vulg.* und *Gervillia soc.*, *Lima lineata* und *rad.* als wahre Haufwerke auf und mit einem Individuenreichtum und einer Zusammenstellung, wie sie dem normalen Faunencharakter

dieser Horizonte durchaus fremd sind. Da in den Gebieten, wo die Schichtfolge schon vorwiegend terrestrer Natur ist, wie z. B. bei Eschenbach, fast immer dieselben Formen und derselbe Individuenreichtum in nahezu jeder der marinen Einschaltungen auftreten, so liegt die Vermutung nahe, daß während großer Zeiträume innerhalb der ganzen Muschelkalkzeit in der Strandzone immer dieselben wenigen, sich den verschiedensten Lebensbedingungen leicht anpassenden Formen in großen Massen gediehen und mit der allmählichen Meeresingression stetig vordrangen, dazwischen natürlich auch einmal durch vordringende terrestre Absatzbedingungen oder besonders ungünstige Verhältnisse, denen selbst diese anpassungsfähigsten Formen nicht zu widerstehen vermochten, zum Rückzug gezwungen oder gar vernichtet wurden.

Damit soll natürlich nicht gesagt werden, daß es immer nur dieselben wenigen Formen waren, welche im Strandgebiet lebten. Im Gegenteil, es treten auch andere Formen, doch meistens in weit geringerer, oder sehr geringer Anzahl auf, doch sind diese als Eindringlinge zu betrachten, welche gewissermaßen versuchsweise, vielleicht während Perioden etwas günstigerer Lebensbedingungen, auch in die Strandzone vordrangen. Dort konnten sie sich jedoch nicht zu größerer Fülle entfalten und wurden auch wohl häufig zum teilweisen oder vollständigen Rückzug gezwungen, oder fielen auch durch sich plötzlich und rasch ändernde Verhältnisse, wie sie ja in der unmittelbaren Strandzone zu erwarten sind, der Vernichtung anheim. Über längere Zeiträume hinweg gedeihen konnten jedoch nur die obenerwähnten euryhalinen und sonst anpassungsfähigen Formen, kurz nur diejenigen Lebewesen, welche sich dem häufigen und raschen Wechsel in den Lebensbedingungen, dem jede Strandzone unterworfen ist, anzupassen vermochten.

Auch soll damit keineswegs gesagt sein, daß diese Küsten- und Strandfauna ganz unabhängig von der Faunenverteilung und dem Faunencharakter der jeweilig entsprechenden Schichten im Beckeninnern ist. Im Gegenteil, es treten hier nur solche Formen auf, welche auch im Beckeninnern vorkommen, d. h. soweit sich ihnen hier Existenzmöglichkeiten, welche naturgemäß dem jeweiligen allgemeinen Charakter jeder bestimmten Form entsprechen müssen, überhaupt noch bieten. Der große, über längere Zeiträume sich erstreckende allgemeine Faunencharakter bleibt natürlich bestehen; sekundäre oder untergeordnetere Merkmale wie Artenzahl, Individuenreichtum, Größenverhältnisse und Zusammensetzung sind jedoch verschieden. Ist ersterer durch den allgemeinen Charakter des ganzen Sedimentationsraumes, durch die sich über längere Zeiträume in ihren Grundzügen gleichbleibenden, den Sedimentationsraum als Ganzes beeinflussenden äußeren Verhältnisse bedingt, so sind letztere den mannigfachsten faziellen Veränderungen unterworfen, d. h. sie sind durch die verschiedensten örtlichen Abweichungen von den allgemeinen, den ganzen Sedimentationsraum beeinflussenden Verhältnissen bedingt. Es wird hierauf bei der Besprechung der Faunenänderung mit der Fazies nochmals zurückzukommen sein.

Es soll hier nun nicht näher auf die oft und lebhaft diskutierte Frage der Horizontbeständigkeit der Ceratiten im deutschen Oberen Muschelkalk eingegangen werden. Bekanntlich sind Be-

NECKE, RIEDEL und STOLLEY mit aller Entschiedenheit für die Eignung gerade der Ceratiten für die Zonengliederung des Oberen Muschelkalks eingetreten, während R. WAGNER, G. WAGNER, GRUPE u. a. diese abzuschwächen versucht haben.

Bemerkenswert ist, was BENECKE hierüber aussagt (7, p. 100): „So wesentlich die Unterscheidung von Terebratel-, *Ostracina*- und *Albertii*-Schichten usw. für lokale Gliederungen ist, für weitergehende Vergleiche leisten die Ceratiten die besseren Dienste. Daß sie nicht immer häufig und mitunter infolge der meist schlechten Erhaltung schwer zu trennen sind, ist für die Praxis unbequem, verringert aber ihre Bedeutung nicht. Es braucht nicht besonders hervorgehoben zu werden, daß an der Grenze zweier Ammonitenhorizonte die leitenden Formen auch einmal zusammen vorkommen können."

RIEDEL (**46**) teilt auf Grund seiner Untersuchungen die ganzen ceratitenführenden Schichten über dem Trochitenkalk in drei Abteilungen:

Die	unteren	Ceratitenschichten	(Zone	des	*Cer.*	*atavus*,
„	„	„	„	„	„	*pulcher*,
„	„	„	„	„	„	*robustus*.
„	mittleren	„	„	„	„	*compressus*,
„	„	„	„	„	„	*evolutus*,
„	„	„	„	„	„	*spinosus*,
„	oberen	Ceratitenschichten	(Zone	des	*Cer.*	*nodosus*,
„	„	„	„	„	„	*intermedius*,
„	„	„	„	„	„	*dorsoplanus*,
„	„	„	„	„	„	*semipartitus*,

An dieser Stelle möchte ich darauf hinweisen, daß die von mir verwendeten Bezeichnungen: untere und obere Ceratitenschichten sich nicht auf die RIEDEL'sche Einteilung beziehen, sondern den unteren und oberen *Nodosus*-Schichten von G. WAGNER entsprechen.

Im Bayreuther Gebiet sind nur die unteren sechs Zonen vorhanden. Es soll hier nur das Auftreten der Hauptformen angegeben werden. Im übrigen verweise ich auf die Arbeit von FROSCH (**20**).

Cer. atavus liegt mit *Cer. flexuosus* dicht über den letzten, hier und da trochitenführenden Bänken; darüber, etwa 8—10 m über dem Trochitenkalk, liegt *Cer. pulcher*. Nur wenig höher liegt der häufige *Cer. robustus*. Diese drei Zonen setzen die unteren Ceratitenschichten RIEDEL's zusammen. Sie kommen in Süddeutschland nur im oberfränkischen Gebiet vor, sind jedoch in Mitteldeutschland überall entwickelt. In der Bayreuther Gegend selbst, wo diese Aufeinanderfolge der Zonen festgestellt werden konnte, fehlt die bei Hegnabrunn noch auftretende *Spiriferina*-Bank, doch sei zum Vergleich bemerkt, daß in Württemberg der nächstfolgende *Cer. compressus* fast nur unter der *Spiriferina*-Bank vorkommt, bei Würzburg dagegen auch über derselben.

Über der *Robustus*-Zone folgt der *Cer. compressus*, doch ist die typische

Form verhältnismäßig selten, während nach den Mitteilungen von Oberlehrer Frosch var. *crassior* R. und var. *subnuda* Stol. häufiger ist. Darüber folgt die *Evolutus*-Zone mit *Cer. evolutus* var. *tenuis*, doch findet sich auch der breitrückige von Philippi IX I dargestellte Typ. Beide sind nicht besonders häufig; am häufigsten sind solche Formen, welche zwischen diesen beiden die Mitte halten. Am ausgeprägtesten ist die *Spinosus*-Zone, welche in den Schichten unterhalb der *Cycloides*-Bank in großer Anzahl zahlreiche *Spinosus*-Arten enthält, von denen *Cer. postspinosus* zusammen mit *Cer. enodis* und *Cer. similis* unmittelbar unter der *Cycloides*-Bank vorkommt. Letztere gehen jedoch noch etwas über die *Cycloides*-Bank hinaus. *Cer. similis* erreicht die bedeutendste Größe unter allen Ceratiten des Bayreuther Gebietes und zeigt gleichzeitig die größte Annäherung an den echten *Cer. nodosus*. Mit ihm schließt der Obere Muschelkalk hier ab.

Bei Himmelkron und Hegnabrunn tritt dann bereits der echte *Cer. nodosus* auf. Da bei Allersdorf über der *Cycloides*-Bank bis zur Lettenkohle noch 3—4 m mächtige Muschelkalkschichten auftreten, doch ohne *Cer. nodosus*, so beginnt die *Nodosus*-Zone anscheinend erst mehrere Meter über der *Cycloides*-Bank. Sie gewinnt dann nach N immer größere Mächtigkeit. Bei Untersteinach (bei Kulmbach) kommt bis zu 12—13 m über der *Cycloides*-Bank immer noch nur *Cer. nodosus* vor. Erst in der Kronacher Gegend treten über dem *Cer. nodosus* wieder schmalere und weniger knotige Formen in schlecht erhaltenen Resten, wahrscheinlich von *Cer. intermedius*, auf.

Es kann somit im oberfränkischen Gebiet folgende Gliederung des Oberen Muschelkalks aufgestellt werden:

Fehlen im ganzen Gebiet	*Semipartitus*-Zone	Fränkische Grenzsch.	Glaukonitkalk Bairdienton
	Dorsoplanus-Zone	Obere Ceratitenschichten	Terebratelschichten Hauptterebratelbank
Fehlen im Bayreuther Gebiet	*Intermedius*-Zone		Gervillienkalk oder *Intermedius*-Schicht.
	Nodosus-Zone		Obere *Nodosus*- (Ceratiten-) Schicht.
		Cycloides-Bank	
	Spinosus-Zone *Evolutus*-Zone *Compressus*-Zone	Mittlere Ceratitenschichten *Spiriferina*-Bank	Untere *Nodosus*- (Ceratiten-) Schicht.
	Robustus-Zone *Pulcher*-Zone *Atavus*-Zone	Untere Ceratitenschichten	Trochitenschichten
	Trochitenkalke		
		A. Riedel	G. Wagner

Die Trochitenfazies und die Lebensbedingungen der Ceratiten.

Bekanntlich ist die Grenze der Ceratitenschichten, also der Tonplattenfazies, gegen die Trochitenschichten, welche man in der

typischen Entwicklung als „Crinoiden-Riff-Fazies“ (Riedel) bezeichnen kann, eine schwankende. Die Tonplattenfazies reicht verschieden weit in die Riff-Fazies hinab.

Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß die Ceratitenschichten im Oberfränkischen Gebiet durchaus nicht gleichmäßig als Tonplattenfazies entwickelt sind, sondern daß hingegen diese gegenüber den manchmal 3—4 m mächtigen, äußerst grobgebankten, hauptsächlich aus Schalenhaufwerk bestehenden Detritus-Kalken sehr zurücktritt. Es gilt dieses besonders für die Oberen Ceratitenschichten über der *Cycloides*-Bank.

Die Trochitenfazies reicht nun in Süddeutschland höher hinauf als in Mittel- und Norddeutschland. In Süddeutschland werden die Unteren Ceratitenschichten (Riedel) noch durch Trochitenkalke, welche nur selten vereinzelte Reste von *Cer. pulcher* und *atavus* führen, vertreten. Es fangen daher hier die untersten Tonplatten mit jüngeren Formen (*Cer. compressus*) an, als in Mittel- und Norddeutschland, wo die untersten Tonplatten unmittelbar über dem Trochitenkalk bereits *Cer. atavus* führen. Es ist nun interessant, daß die Bayreuther Gegend das einzige süddeutsche Gebiet ist, wo ganz ähnlich wie in Norddeutschland die unteren Ceratitenschichten (Riedel) vollständig mit allen drei Stufen (*Atavus*-, *Pulcher*- und *Robustus*-Zone) entwickelt sind. Inwieweit dieses auch für das nördliche Gebiet in der Kronacher Gegend zutrifft, habe ich infolge mangelnder Aufschlüsse leider nicht feststellen können, jedoch ist auch hier, ebenso wie im ganzen Oberfränkischen Gebiet, die Trochitenfazies nur recht schwach entwickelt.

Aus diesen Verhältnissen schließt Riedel, daß die Trochitenkalkfazies für die Lebensbedingungen der Ceratiten ungünstig war, und in der Tat ist es auffallend, daß, wo die Trochitenfazies riffartig in typischer Entwicklung auftritt, wie z. B. am Weidenberger Culm und zwischen Weidenberg und Döberschütz, die älteren Ceratitenarten: *Cer. atavus* und *pulcher* gänzlich zu fehlen scheinen. Dagegen treten sie nur einige Kilometer davon entfernt wieder auf (Untersteinach bei Bayreuth). Es ist dieses wieder ein Beweis für die innige Abhängigkeit der Fauna von der Fazies. Wie diese nun in dem soeben erwähnten Falle zu erklären ist, ist noch fraglich.

Die Ceratiten haben ohne Zweifel in seichtem Wasser gelebt. Dieses wird einerseits durch ihre Begleitfauna, andererseits durch das überaus häufige Vorkommen von aufgewachsenen *Placunopsis ostracina* bewiesen. Letztere siedelten sich auf den am Meeres-

boden liegenden, z. T. bereits erhärteten Steinkernen häufig in sehr großer Zahl an, nich selten auf der bereits korrodierten Oberseite der Steinkerne. Ob die Ceratiten nun wirklich träge, kriechende Grundbewohner waren, also ein benthonisches Leben führten, wie Philippi meinte, läßt sich nicht einwandfrei beweisen. Bekanntlich gab Philippi als Beweis für diese Ansicht einen Ceratiten an, dessen letzter Umgang über eine *Placunopsis ostracina* hinübergewachsen ist, so daß diese noch zu Lebzeiten des Ceratiten von diesem herumgetragen worden sein muß. Riedel meinte hierzu, daß diesem Stück als Unikum keine größere Bedeutung beizumessen sei, und daß, wenn alle Ceratiten wirklich benthonisch lebten, diese Erscheinung häufiger auftreten müßte. Es ist nun von Interesse, daß Herr Oberlehrer Frosch mir aus seiner Ceratitensammlung mehrere derartige Stücke zeigte und auch schon selber darauf hingewiesen hat (**20**, p. 3).

Die Erscheinung ist somit gar nicht so selten, wie Riedel vermeinte. Beweisend ist allerdings diese an und für sich sehr interessante und bemerkenswerte Erscheinung nicht. Man kann sich sehr wohl vorstellen (s. **13**, p. 555), daß die Larven dieser Austern sich auch auf sehr langsam schwimmenden Tieren haben festsetzen können. Soviel geht jedoch jedenfalls daraus hervor, daß die Ceratiten keine schnellschwimmenden Lebewesen waren und daß eine vorwiegend benthonische Lebensweise wohl am wahrscheinlichsten ist.

Solger (Die Lebensweise der Ammoniten. Naturw. Wochenschrift. 1901. No. 8) unterstützt seine Ansicht über die benthonische Lebensweise der Ceratiten durch die Behauptung, daß die Ceratitensutur aus einer älteren, stärker gezackten entstanden und diese Rückbildung eine Folge des Lebens am Meeresgrunde sei. Auch Walther faßte die Ceratitenlobenlinie als Atavismus auf und sieht dessen Ursache in dem Aufenthalt der Ceratiten in dem nahezu abgeschlossenen deutschen Muschelkalkmeer. Ohne hierauf weiter einzugehen, sei nur bemerkt, daß sich in der Sammlung des Herrn Oberlehrer Frosch in Bayreuth einige Exemplare meist älterer Ceratitenformen finden, bei welchen die Zähnelung nicht wie bei der normalen Ceratitenlobenlinie von vier ganzrandigen Sätteln und drei gezackten Loben auf die Loben allein beschränkt bleibt, sondern als feine Zähnelung auch auf die Sattelwände sich erstreckt.

Nehmen wir nun eine mehr oder weniger benthonische Lebensweise der Ceratiten der *Nodosus*-Gruppe an, so erscheint es leicht erklärlich, weshalb sie die tonreiche Fazies der Plattenkalke mit ruhiger Sedimentation der grobkristallinen, nahezu ausschließlich kalkigen vorzogen. Abgesehen von dem Mangel des tonig-schlam-

migen Untergrundes in der Trochitenkalkfazies, dürften die starken Strömungen, welche für die Verfrachtung der Encrinitenstielglieder und des diese begleitenden Schalenhaufwerks und die nahezu vollständige Wegführung oder Auflösung des aus dem Meerwasser chemisch gefällten Kalks notwendig erscheinen, ihrem Gedeihen wenig zuträglich gewesen sein.

Ganz Ähnliches gilt für das Auftreten der Ceratiten innerhalb der Ceratitenschichten im Oberfränkischen Gebiet. Wie bereits erwähnt, treten in dieser Schichtserie, stellenweise besonders stark ausgeprägt, die von zahlreichen Tonzwischenlagen getrennten Plattenkalke stark gegenüber massigen, grobgebankten und grobkristallinen, vorwiegend aus Schalenhaufwerk bestehenden Kalken zurück. So kommt in den oberen Ceratitenschichten nicht weit über der *Cycloides*-Bank bei Untersteinach eine 4—5 m mächtige Lage vor, welche ausschließlich aus einigen derartigen Bänken besteht. Nun ist es geradezu auffallend, wie spärlich Ceratiten in solchen Brüchen sind, die hauptsächlich derartige Schichten anschneiden. In Brüchen, welche sehr viele „Tonplatten" oder dünnplattige, dichte bis feinkristalline Kalke, welche wohl hauptsächlich als physiologischer Fällungskalk zu deuten sind, anschneiden, sind Ceratiten ungemein häufiger. Es ist eine altbekannte Tatsache, daß die Ceratiten hauptsächlich in den aus tonigem Material und dichten mergeligen Kalken bestehenden Schutthalden der Steinbrüche zu finden sind. Abgesehen davon, daß die Witterung sie hier ans Tageslicht fördert, ist dieses ihrer größeren Häufigkeit in diesen Gesteinen zu danken. Hingegen sind die aufgeschichteten, grobkristallinen abgebauten Detritus-Kalke nahezu ganz steril.

Es besteht somit ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Auftreten der Ceratiten und dem Gesteinscharakter und zwar scheinen sie die tonigen Gesteine und die dichten Kalke den kristallinen, aus Schalenhaufwerk bestehenden, vorzuziehen. Erstere sind ohne Zweifel bei mehr oder weniger ruhiger Sedimentation entstanden, wobei entweder Ton- oder Kalkschlamm den Meeresboden bedeckte. Die grobkristallinen *Detritus*-Kalke müssen hingegen während starker Strömungsperioden verfrachtet und angeschwemmt worden sein. Hierfür spricht der ganze petrographische Habitus, das zerriebene Schalenhaufwerk, die häufige Diagonalschichtung, das häufige Vorkommen von Quarzkörnern und die Form ihres Auftretens als häufig rasch auskeilende linsenförmige Lagen u. a. m.

Stellen wir uns die Ceratiten der *Nodosus*-Gruppe nun als benthonische Lebewesen vor, wobei natürlich zu berücksichtigen ist, daß die Schale infolge ihres Auftriebes frei schweben mußte und auch das ganze Tier wegen des Besitzes eines Luftkammergehäuses im Meere hat auf- und absteigen können, wenn auch wohl

nur in bescheidenem Maße (s. **13**, p. 555), so ist es nun freilich kein Wunder, daß sie in den Detritus-Kalken so selten sind, und es würde diese Annahme durch die obigen Erfahrungen nur an Wahrscheinlichkeit gewinnen. Man könnte es sich so vorstellen, daß die Ceratiten in größerer Anzahl nur die jeweilig von einer wechselnden Decke von zusammengeschwemmten Schalenresten noch freien, schlammbedeckten Teile des Meeresbodens bevölkerten. Sie gingen gewissermaßen dem angeschwemmten Schalen-Detritus aus dem Wege und hielten sich in den von Schalen-Detritus freien Gebieten geringerer Strömung auf. Daß der Schalen-Detritus große Flächen des Meeresbodens gleichzeitig bedeckte, ist angesichts der häufig rasch auskeilenden Lagerung dieser Schichten nicht wahrscheinlich.

So bestechend diese Annahme nun allerdings ist, so soll doch gleich gesagt werden, daß auch gegen die oben angeführten Beweise mancherlei einzuwenden ist. Eine ganz ähnliche Verteilung der fossilgewordenen Ceratiten in den verschiedenen Gesteinsarten würde auch bei freischwimmender Lebensweise der Ceratiten zustande kommen können. Sanken die Schalen beim Absterben der Tiere auf den Meeresboden nieder, so wurden sie im Gebiet des Schalen-Detritus, wo keine oder nur sehr geringe Kalkausscheidung aus dem Meerwasser vor sich ging oder diese sofort wieder gelöst oder weggeschwemmt und ferner jeder Absatz von tonigem Material verhindert wurde, und folglich auch keine Ausfüllung der leeren Schale durch Ton- oder Kalkschlamm und somit die Bildung von Steinkernen erfolgen konnte, sofort von der starken Bodenströmung erfaßt, zertrümmert und in kleine Bruchstücke zerrieben, welche dann später nach der endgültigen Eindeckung durch die nachfolgende Umkristallisation des Gesteins noch unkenntlicher gemacht wurden. In den Gebieten geringerer Strömung sanken sie jedoch in den plastischen Kalkschlamm ein, wurden von diesem ausgefüllt und als Steinkern erhalten.

Daß aber hin und wieder auch in den Detrituskalkbänken Steinkerne von Ceratiten auftreten und zwar aus demselben dichten, hellgrauen Kalk bestehend wie die übrigen Steinkerne, ist wohl so zu erklären, daß ein vielleicht unweit einer Schalen-Detritus-Decke im Kalkschlamm niedergesunkenes und bereits von diesem ausgefülltes Ceratitengehäuse bei einer Verstärkung der Strömung an dem betreffenden Ort von dieser erfaßt und in Schalenhaufwerk hinein verfrachtet wurde. Die Verfrachtung braucht gar keine

weite gewesen zu sein, wenn dieses auch bei der häufig zu beobachtenden intensiven Aufarbeitung des Untergrundes nicht verwunderlich gewesen wäre. Es braucht an dem betreffenden Ort infolge zunehmender Strömung nur der Prozeß der Kalkauflösung oder Kalkschlammwegführung einsetzen und von der Strömung Schalen-Detritus dorthin verfrachtet werden. Derartige submarine Korrosionserscheinungen sind ja im Muschelkalk überaus häufig, ja die mehr oder weniger stark korrodierte Beschaffenheit der meisten Ceratitensteinkerne ist ein schlagender Beweis dafür.

Man sieht hieraus, daß die Beweisführung der benthonischen Lebensweise der Ceratiten keine überzeugende, zum mindesten keine einwandfreie ist. Trotzdem ist diese angesichts der oben angeführten Tatsachen, besonders des fast vollständigen Fehlens der Ceratiten in der Trochitenfazies Süddeutschlands, meiner Ansicht nach wohl am wahrscheinlichsten. Es ist dann auch die Tatsache, daß die Anwesenheit zahlreicher Trochiten diejenige der Ceratiten auszuschließen scheint und die Unteren Ceratitenschichten (Riedel) daher in Süddeutschland fehlen, leicht verständlich. Wo die Rasen der Encriniten wucherten, und den Meeresboden nahezu vollständig bedeckten, da konnten die vorwiegend benthonisch lebenden Ceratiten keinen gedeihlichen Boden für ihre Existenz in größerer Anzahl finden. In geringer Anzahl werden diese älteren Ceratiten wohl auch hier gelebt haben, wie denn auch Riedel einige schlecht erhaltene Reste von *Cer. atavus* und *pulcher* in der oberen Hälfte des süddeutschen Trochitenkalks fand. Es werden aber auch hier nicht nur die Encrinitenrasen, sondern auch wiederum die starken Strömungen, welche zum Verfrachten der Stielglieder sowie des Schalenhaufwerks nötig waren, die Lebensbedingungen ungünstig gestaltet haben.

Es kann jedoch auch gegen diese Erklärung mancherlei eingewendet werden. Da in den massigen Trochitenbänken ganz ähnliche Strömungsverhältnisse wie in den bereits besprochenen Schalen-Detritus-Kalken der Oberfränkischen Ceratitenschichten geherrscht haben müssen, und die Sedimentation von Kalkschlamm eine ganz geringe, zeitweise ganz fehlende gewesen sein muß, so ist es möglich das Fehlen von fossil erhaltenen Ceratiten in den Trochitenschichten in derselben, oben besprochenen Weise zu erklären. Allerdings bliebe es dann unverständlich, weshalb auch in den zwischen den massigen Trochitenbänken vorkommenden tonreiche-

ren Gesteinen und den weniger oder kein Schalen-Detritus und En crinitenstielglieder enthaltenden, feinkörnigeren Kalkbänken kein Ceratiten auftreten. Man müßte dann immer wieder auf die vor wiegend benthonische Lebensweise der Ceratiten zurückkommen

Da das Meer sich bereits vor Beginn der Lettenkohle, in Oberfränkischen Gebiet schon zur mittleren und in anderen be reits erwähnten Randgebieten zur obersten Oberen Muschelkalk zeit allseitig aus den Randgebieten zurückzog, ist es nicht unmög lich, worauf E. Dacqué schon hingewiesen hat (**13**, p. 556), da die Ceratiten infolge der Verengung ihres Lebensraumes zu größere Beweglichkeit gezwungen wurden und daß daher die eine schneller Bewegung ermöglichende Hochmündigkeit der jüngsten Ceratiten arten (*Cer. dorsoplanus* und *semipartitus*) wenigstens zum Te durch äußere Verhältnisse bedingt wurde.

4. Der Muschelkalk im südlichsten, unmittelbaren Küsten gebiet und die terrestren Ablagerungen des Muschelkalks

Das Profil von Eisersdorf bei Kemnath.

Es ist hier das südlichste Vorkommen des Muschelkalkzuge längs der Randspalte aufgeschlossen. Es sei seiner besonde auffallenden, stark abnormalen Ausbildung wegen, ebenso wie da südlichste Vorkommen des Muschelkalks überhaupt bei Escher bach, besonders für sich beschrieben.

In einem Wegeinschnitt östlich des Dorfes sind unten ungeschichtet hellgraue, feinkörnige Arkosen von derselben Beschaffenheit wie die in de Steinbrüchen im obersten Röt bei Kulmain aufgeschlossen. Darüber liegt ein tiefbraungefärbte, ursprünglich carbonatreiche Lage eines fleckigen, feldspa haltigen Sandsteins, von ganz ähnlicher Beschaffenheit wie eine ähnliche, de gelben dolomitischen Grenzkalk andeutende Lage bei Kötzersdorf. Es ist dah diese Lage als unterste Grenze des Muschelkalks anzusehen.

Darüber folgen wenig gut aufgeschlossen helle, feinkörnige, feldspathalti Sandsteine (1 m). Darüber liegt eine stark sandig-tonige, gelbe, dolomitisch Bank (0,07 m). Dann folgen schlecht aufgeschlossen: helle, ungeschichtet feldspathaltige Sandsteine, weißlicher Sandsteinschiefer mit hier und da klein Exemplaren von *Myophoria vulg.*, dünnblätterigen Tonzwischenlagen un einzelnen kalkig-dolomitischen, knolligen Lagen; ungeschichtete, bräunlich feinkörnige Arkosen mit einer 0,15—0,2 m mächtigen sandigen Tonzwischenlag von zusammen $2\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit.

Darüber liegt eine 0,15—0,2 m mächtige, dichte bis feinkristalline, he gelbliche, sandig-tonige Dolomitbank, welche wieder von grobgebankte schokoladenbraunen bis gelblichbraunen, mulmig verwitternden Arkosen übe

lagert wird (0,8 m). Dieser Lage ist eine gelbe, „Gerölle" eines hellgelben Dolomitmergels enthaltende, breccienähnliche, carbonatreiche Schicht eingeschaltet (0,20 m).

Es folgen nun: 0,3 m hellgraue, dünnblätterige Schiefertone und darüber weiße, glimmerreiche, feldspathaltige Sandsteinschiefer. Nach einer aufschlußlosen Stelle, deren Untergrund jedoch aus Sandsteinen zu bestehen scheint, folgen dann wieder aufgeschlossen: fein- bis mittelkörnige, ungeschichtete und grobgebankte, helle, leicht zerreibliche Arkosen mit ausgeprägter Kreuzschichtung ($1\frac{1}{2}$—2 m); ungeschichtete lose Arkosesande mit glimmerreichen, sandigen Tonzwischenlagen (0,3 m) und schließlich eine gelbe, stark sandig-tonige, „Tongerölle" enthaltende, carbonatreiche Bank.

Darüber liegen wieder ungeschichtete und grobgebankte helle Arkosen, z. T. grobkörnig, sehr lose und leicht zerreiblich, mit 1 m mächtigen Bänken ($2\frac{1}{2}$ m). Es folgen dann helle sandige Tone und helle weißliche, glimmerreiche Sandsteinschiefer, welche nach oben in hellgelbliche, carbonatreiche, braungefleckte und tonige Sandsteinschiefer übergehen (1—1,2 m).

Der Carbonatgehalt wie auch der Tongehalt nimmt somit im oberen Teil wieder zu. Eine strenge Gliederung der einzelnen Muschelkalkglieder ist nicht mehr durchzuführen. Rechnet man die letztgenannten carbonatreicheren Sandsteinschiefer und sandigen Tone schon zum Oberen Muschelkalk, welcher darüber mit tonigen fossilführenden Dolomiten und hellgrauen sandigen Tonen vertreten ist, so beträgt die Gesamtmächtigkeit des Unteren und des nicht mehr von ihm zu trennenden Mittleren Muschelkalks hier nur noch $7\frac{1}{2}$—8 m.

Der Obere Muschelkalk zeigt ein noch stärkeres Zusammenschrumpfen.

Es folgen nämlich nun hellgelbe, tonige, carbonatreiche und z. T. knolligbröckelige Sandsteinbänkchen (0,5 m) und darüber, von dünnen Tonzwischenlagen getrennt, größtenteils dichte, in untergeordnetem Maße feinkristalline, poröse Dolomite. Die petrographische Beschaffenheit ist eine ganz ähnliche wie die der entsprechenden, Fossilien des Oberen Muschelkalks führenden Schichten am Basaltschlot bei Kulmain, jedoch sind bei Eisersdorf Fossilien bereits sehr spärlich. Auch ist eine Ähnlichkeit mit den fossilführenden Dolomiten im Bruch von Kötzersdorf nicht zu verkennen (1,2 m). In den obersten Lagen fand sich ein Exemplar von *Lingula tenuissima*. Es ist dieses nahezu die einzige Lage wirklicher Carbonatgesteine im ganzen Muschelkalk, denn darüber folgt nach 0,12 m mächtigen hellgrauen bis gelblichen, dünnblätterigen Schiefertonen nur noch eine 0,08—0,1 m mächtige hellgelbe Bank desselben dichten, aber nun fossilleeren Dolomits.

Darüber folgen dann wieder hellgraue bis gelbliche Schiefertone, welche nach oben immer sandiger werden und schließlich in von dünnen Tonzwischenlagen getrennte, glimmerreiche und feldspathaltige, hellweiße Sandsteinschiefer übergehen. Diese nehmen nach oben wieder eine bräunlichgelbe und braun-

gefleckte Färbung an (ursprünglich carbonatreicher) und enthalten einzelne unbestimmbare Myophoriensteinkerne. Darüber liegen wieder dünnschieferige, sehr feinkörnige, weiße, feldspathaltige Sandsteinschiefer. Dieser ganze, tonigsandige Komplex über der letzten Dolomitbank ist 2 m mächtig.

Hiermit ist der Aufschluß beendet, doch folgt unmittelbar (1—1½ m) darüber ein blaßrötlicher Sand, welcher den rötlichen Letten und den darüber lagernden Sandsteinen des unteren Gipskeupers, wie sie auch weiter nördlich über der Lettenkohle im unteren Gipskeuper vorkommen, entstammt. Über diesen roten, sandigen Letten folgt dann ganz normalerweise in großer Ausdehnung der Benkersandstein (unterer Gipskeuper) in derselben typischen Entwicklung wie weiter nördlich in der Gegend von Bayreuth.

Es ist somit ganz unmöglich, hier noch die Lettenkohle von dem oberen Muschelkalk zu trennen, besonders da irgendwelche bezeichnenden Fossilien ganz fehlen. Die Mächtigkeit des ganzen den oberen Muschelkalk und die Lettenkohle vertretenden Schichtkomplexes beträgt nur noch 5—6 m.

Hiermit endet der Muschelkalkzug nahe der Randspalte. Die bei Kronach noch über 180 m mächtige Schichtfolge der durchweg carbonatischen Gesteine des gesamten Muschelkalks ist somit über eine gerade Entfernung von ungefähr 60 km auf 12—13 m zusammengeschrumpft und besteht zum überwiegenden Teil aus feldspathaltigen Sandsteinen und Arkosen. Die rasche und gleichmäßige Mächtigkeitsabnahme der Schichten südlich von Weidenberg, ebenso das nahezu vollständige Zurücktreten carbonatischer Gesteine legt die Vermutung nahe, daß wir uns hier bereits nahe dem endgültigen Auskeilen der Muschelkalkschichten befinden, oder, daß nicht weit südlich äquivalente, rein terrestre Ablagerungen den Muschelkalk ersetzen, besonders, da ich einen Teil der ungeschichteten, losen Arkosesandsteine des Unteren und Mittleren Muschelkalks schon hier bei Eisersdorf als terrestre Bildungen ansprechen möchte.

Das Profil von Eschenbach.

Etwas anders liegen die Verhältnisse weiter im SSW, bei Eschenbach, dem südlichsten Vorkommen des Muschelkalks. Nicht nur ist hier die Mächtigkeit eine bedeutend größere, sondern auch der Fossilreichtum und wohl auch der ursprüngliche Carbonatgehalt sind hier wesentlich höher.

Ein vollständig zusammenhängendes Profil ist in der Gegend von Eschenbach nicht aufgeschlossen, doch läßt sich am tiefen

Bahneinschnitt zwischen Eschenbach und Stegenthumbach aus nahe benachbarten Aufschlüssen nach der genauen Verfolgung der einzelnen fossilhaltigen, carbonatreichen Lagen folgendes Gesamtprofil im Gegensatz zu den Profillisten I—V (vom Liegenden zum Hangenden!) zusammenstellen (vgl. die Profildarstellung in Fig. 1 auf p. 346):

Zu unterst stehen im zweiten kleinen Bahneinschnitt vollkommen ungeschichtete und ungebankte, weißlich- bis bräunlichgraue, nahezu unverfestigte Arkosen an. Ton und Lettenlagen fehlen ganz. Das Korn ist meistens grob, stellenweise schwach korglomeratisch. Ausgezeichnete Kreuzschichtung ist häufig. Diese Sandsteine gehören, wie später gezeigt werden soll, wahrscheinlich dem Oberen Buntsandstein, dem Röt, an.

Im großen Bahneinschnitt liegen zu unterst ähnliche weißlichgraue Arkosen, jedoch meistens mittelkörnig mit einzelnen grobkörnigen Lagen und Quarzgeröllen, vollkommen ungebankt und mit ausgezeichneter Kreuzschichtung. Letten und Tonzwischenlagen fehlen ganz. 9,3 m.

X. 0,7 m sandig-tonige Lage, abwechselnd aus dünnblätterigen, häufig sandigen, glimmerreichen Tonen und feinkörnigen Arkosebänkchen bestehend.

0,4 „ unregelmäßige, mittelkörnige, helle Arkosebank.

0,4 „ dünnblätterige, hellgraue Schiefertone mit eingelagerten, rasch auskeilenden, feinkörnigen Arkosebänkchen.

Dieser ganze tonige Komplex bildet einen Quellhorizont und ist vielleicht den rechtsrheinischen Grenzletten vergleichbar.

0,9 „ ungeschichtete mittelkörnige Arkosebank.

X. 0,15 „ schieferige tonig-sandige Lage.

2,5 „ vollkommen ungebankte und ungeschichtete, mittel- bis feinkörnige Arkosen.

Schicht A.

0,7—0,8 m schokoladenbrauner, ursprünglich carbonatreicher (dolomitischer), feldspathaltiger Sandstein, dünnplattig und bröckelig verwitternd, mit zahlreichen Fossilien: *Myoph. vulg.* und *laevigata*, *Lima str.*, *Gervillia soc.* und *costata* und zahlreiche sehr kleine *Natica gregaria*.

Diese Fossilbank ist den liegenden und hangenden Arkosen linsenförmig eingeschaltet und keilt nach Stegenthumbach zu aus.

6—7 „ vollkommen ungebankte, mittelkörnige, z. T. sehr lose, helle Arkosen mit lagenweise gröberen Partien und einzelnen flachen, von bräunlichen Letten erfüllten, rinnenförmigen Vertiefungen. Kreuzschichtung ungemein ausgeprägt. Im obersten Teil sind meistens verkohlte Pflanzenreste, darunter *Voltzia heterophylla*, *Calamites Mougeoti* und andere Equisetenreste häufig.

0,4—0,7 m	Nach oben geht der Sandstein ohne Schichtfuge in eine unregelmäßige, bräunliche, carbonatreiche Lage über, von wechselnder Mächtigkeit, doch ohne Fossilien. Zum Teil greift die braune Färbung und der Carbonatgehalt in flach rinnenförmige Vertiefungen des Liegenden ein.
0,4 „	sandig-tonige Lage.
9—10 „	ungeschichtete und ungebankte, hellweißlichgraue, z. T. sehr lose Arkose von mittlerem Korn. Der Sandstein wird nach oben sehr lose und feinkörnig, enthält zahlreiche, meist verkohlte Pflanzenreste und zeigt flache, rinnenförmige Vertiefungen, denen hellgraue Letten mit Pflanzenabdrücken und *Estheria minuta* eingelagert sind. In diese Vertiefungen greift nun eine
Schicht B.	
1,6—2 m	mächtige, braungefärbte, feldspathaltige, ursprünglich carbonatreiche Sandsteinbank ein, welche an der Basis zahlreiche flache Geschiebe eines gelben Dolomitmergels und zahlreiche Löcher, welche z. T. noch mit Tongallen erfüllt sind, aufweist und daher stellenweise wabenförmig zerfressen erscheint. Die zahlreichen flachen Geschiebe eines blaßgelben, stark tonigen Dolomitmergels sind örtlich noch als geringmächtige, unregelmäßige, am Hotzaberg 0,4 m mächtige Lage erhalten. Diese flachen Geschiebe sind wohl durch den Brandungsvorgang an einem flachen Sandstrand durch Aufarbeitung bereits abgelagerter Dolomitmergelschichten entstanden. Die Bank ist nicht gleichmäßig braungefärbt, sondern enthält hellere Lagen und geht besonders nach unten oder auch seitlich häufig unvermittelt in feinkörnigen, weißlichen Arkosesandstein über, so daß der Carbonatgehalt ursprünglich wohl kein einheitlicher war. Besonders in den oberen Lagen treten zahlreiche Fossilien auf: *Gervillia soc.* und *costata*, *Pleuromya fass.*, *Myoph. vulg.* und *laevigata*, *Lima str.*, große Chemnitzien und meistens verkohlte Pflanzenreste.
±1 m	tonig-sandige Lage mit hellgrauen, glimmerhaltigen Tonen und hellen, dünnen Sandsteinbänkchen.
±1,5 „	feinkörnige helle Sandsteinbänke mit braunen fossilführenden „Muschelsandsteinbänken“ abwechselnd.
1 „	plattig verwitternde, hellbraune, carbonatreiche Gesteine mit zahlreichen Fossilien: „Muschelsandstein“.
0,3—0,4 m	hellweißlichgrauer, feldspathaltiger Sandstein.
2 m	braune Fossilplatten, typischer „Muschelsandstein“ mit massenhaft auftretenden *Myophoria vulg.*, *Myoph. cardiss.*, *Gervillia soc.* und *costata*.
±1 m	hellweiße, feinkörnige Arkose mit sandig-tonigen Lagen.
0,5—0,6 m	„Muschelsandstein“.

1,50 m	fossilleere, grobgebankte, helle Arkose.
0,7—0,9 m	Fossilplatten, „Muschelsandstein".
2 m	helle und bräunliche, ungeschichtete, feldspathaltige Sandsteine mit hellgrauen Tonzwischenlagen.
0,15 m	unregelmäßige, glimmerhaltige, sandig-tonige Lage.
4 m	ungebankte und ungeschichtete, fein- bis mittelkörnige, hellweiße Arkose mit häufigen Tongallen und ausgezeichneter Kreuzschichtung.
Schicht C.	
0,2 —0,4 m	hellgelblichbrauner, feldspathaltiger Sandstein mit sehr spärlichen Fossilien, z. T. breccienähnlich mit hellgelben Dolomitmergelgeschieben. Stellenweise geht der liegende Sandstein durch zunehmenden Carbonatgehalt und Braunfärbung in diese Schicht über, stellenweise greift sie in flache, rinnenförmige Vertiefungen des liegenden Sandsteins ein.
0,1 —0,15 „	dichter, toniger Eierdolomit von rasch wechselnder Mächtigkeit.
0,08—0,15 „	sehr carbonatreiche (dolomitische), feste, feinkörnige Arkose.
0,2 —0,27 „	bräunlichgelbe bis weißlichgelbe, feinkörnige Arkose.
0,4 m	unregelmäßige Lage von abwechselnd dünnplattigen, hellen, feldspathaltigen Sandsteinen und dichten, tonig-sandigen, fossilleeren Eierdolomiten.
0,3 —0,37m,	feinkörniger, feldspathaltiger Sandstein.
1,60 m	sandig-tonige Lage, abwechselnd aus dünnblätterigen, hellgrauen Schiefertonen, sandigen Tonen und linsenartig eingeschalteten, feldspathaltigen Sandsteinbänkchen bestehend.
1 m	schieferiger, feldspathaltiger Sandstein mit sehr glimmerreichen Tonzwischenlagen.
0,5 m	weiße Arkose.
± 1,5 m	schieferiger, feinkörniger, feldspathaltiger Sandstein mit Tonzwischenlagen und vielen Steinsalzpseudomorphosen auf den Schichtflächen.
0,08—0,1 m	hellgelblichbraune, dolomitische Sandsteinbank, stellenweise kristallin, fossilleer.
± 1 m	dünnblätterige Schiefertone und sandige Tone mit eingelagerten Sandsteinbänken.
0,55—0,6 m	gröber gebankte, hellgelblichbraune Sandsteine. Darüber unaufgeschlossen eine sandig-tonige, zu braunem Lehm verwitternde Lage.

Die Tone dieses ganzen tonig-sandigen Schichtkomplexes bilden den Untergrund des ganzen, zwischen Grafenwöhr, Eschenbach und Tremmersdorf vom Steilrand sich nach N und NO abdachenden Höhenrückens und ermöglichen das Auftreten von kleineren Quellen und die Anlage von zahlreichen Wiesen, trotz der mächtigen liegenden Sandsteine.

Ein lehrreiches Profil ist ferner am Hotzaberg bei Eschenbach aufgeschlossen und zwar am Wege von der Fledermühle zum Orte Hotzaberg.

Es sind am Schießstandschurf und am Wege zu unterst aufgeschlossen:

3—4 m	lose, ungeschichtete, helle Arkosen mit vielen, meistens verkohlten Pflanzenresten.
Schicht A.	
0—0,8 m	braune, ursprünglich carbonatreiche Fossilbank mit *Lima lin.*, *Myoph. vulg.* und *laevigata*, *Gervillia soc.* und *costata*. Die Bank ist sehr unregelmäßig, keilt manchmal aus oder geht seitwärts unvermittelt in helle, carbonatfreie Arkose über.
0,35 m	hellgraue Arkose.
0,2—0,25 „	sandige Tonlage mit Sandsteineinlagerungen.
ca. 2 m	lose, ungeschichtete Arkose.
0,3 m	hellgelblichweiße, feldspathaltige Sandsteinbank mit spärlichen Myophorien.
± 1½—2 „	schlecht aufgeschlossene, ungeschichtete Arkosen, fortgesetzt im großen Bruch mit zu unterst:
1 m	ungeschichtete, hellgraue Arkose.
0,4 „	unregelmäßige, rasch auskeilende Tonlage mit Pflanzenabdrücken und Sandsteineinlagerungen.
0,75 „	feinkörnige, helle Arkose. Oberfläche unregelmäßig wellig, mit Kriechspuren und Pflanzenabdrücken.
1 „	feinkörnige Arkose mit zahlreichen zwischengelagerten glimmerreichen, sandigen Tonen.
7 „	vollkommen ungeschichtete und ungebankte, mittelkörnige, hellweißliche Arkosen, mit grobkörnigen Lagen und ausgezeichneter Kreuzschichtung.
0—0,4 m	unregelmäßige, häufig auskeilende, schieferige Arkosen mit massenweise Glimmer auf den Schichtflächen und voll von Pflanzenresten (*Voltzia heterophylla*, *Calamites Mougeoti* und anderen Equisetenresten).
2 m	ungeschichtete, helle Arkose mit zahlreichen Tongallen, verkohlten Pflanzenresten und Nestern von *Voltzia heterophylla* und Equisetenresten.

Nach oben wird der Sandstein sehr lose, und es lagert hier unmittelbar darüber die Schicht B. Etwa 200 m weiter südöstlich lagert jedoch zwischen den hellen ungeschichteten Arkosen und der ersten fossilreichen, dolomitischen Sandsteinbank noch ein Komplex von hellgrauen, dünnblätterigen Schiefertonen (0,25 m), einer hellweißen fossilleeren Arkosebank (0,2 m) und einer 0,4 m mächtigen blaßgelben, tonigen Dolomitbank mit einzelnen Fossilien. Da die Basis der ersten fossilführenden Sandsteinbank (Schicht B) an anderen Stellen häufig flache und abgerundete Geschiebe eines ganz ähnlichen Dolomits

enthält, ist anzunehmen, daß dieser ganze Komplex oberhalb des Steinbruchs vor der Sedimentation der ersten Fossilbank bereits wieder zerstört wurde, z. T. wohl durch die Tätigkeit der Brandungswellen. Möglich wäre es allerdings auch, daß der gelbe Dolomit und die Tone nicht überall zum Absatz gelangten, sondern in kleineren flachen Becken, vor dem allgemeinen Überfluten durch das Meer, sedimentiert wurden.

Im Profil folgt dann:

Schicht B.	
1,8—2 m	braungefärbter, carbonatreicher, feldspathaltiger Sandstein mit Fossilien. Stellenweise besteht die Lage größtenteils aus ausgelaugten Schalenresten und zahlreichen Steinkernen von *Myoph. vulg.*, *Lima str.* und *lin.*, *Gervillia soc.* usw. Nebst größeren Quarzkörnern kommen hier und da Bleiglanzkristalle vor.
± 1 m	„Muschelsandstein".
ca. 1,5—2 „	stark tonige Lage; überall einen Quellhorizont bildend, aus hellgrauen sandigen Tonen und eingelagerten Sandsteinbänken bestehend.
± 1½ m	„Muschelsandstein".
0,5 „	Fossilbank, voll von ausgelaugten Schalenresten.
± 1—1,5 m	gelblichbraune, ursprünglich carbonatreiche, fossilleere Sandsteinplatten.
0,5 m	hellweiße lose Arkose.
0,2 „	hellgraue, dünnblätterige Tone.
0,4 „	helle carbonatreiche Sandsteinbank mit einzelnen undeutlichen Fossilien.
2,0 „	aufschlußlos (Sandstein).
2 „	ungeschichtete, helle, feinkörnige Arkose.
0,6 „	helle Arkose mit tonigen Zwischenlagen.
0,1 „	hellbräunlichgelbe, carbonatreiche, eierdolomitähnliche Schicht. Fossilleer.
0,45 m	helle, feinkörnige Arkose.
Schicht C.	
± 0,7—0,8 m	hellbräunlichgelbe, carbonatreiche Sandsteinplatten mit spärlichen Fossilien, hauptsächlich schlecht erhaltenen Myophoriensteinkernen.

Darüber folgen, nach NO einfallend, schlecht aufgeschlossen, noch helle, feinkörnige, feldspathaltige Sandsteine und die sandig-tonigen Lagen der im ersten Profil beschriebenen Schichtfolge über Schicht C.

Gliederung des Profils von Eschenbach und die Bedeutung des Faziesbegriffs für die Buntsandstein-Muschelkalkgrenze.

Sowohl in seiner Geologie von Bayern II p. 713 und im Frankenjura p. 510 und 512, als auch in der Geognostischen Beschreibung von Bayern: Ostbayerisches Grenzgebirge p. 684, erwähnt Gümbel

BEL bei Eschenbach und Grafenwöhr helle pflanzenführende Bausandsteine, welche *Voltzia heterophylla*, *Nögerrathia vogesica?* und in grünen Letten *Estheria minuta* enthalten. Er rechnet diese hellen pflanzenführenden Sandsteine zum Obersten Buntsandstein und schreibt im Frankenjura p. 510:

. . . „eigentliche typische gipsführende Rötschichten fehlen gänzlich. Dagegen stellen sich namentlich gegen das südliche Ende des Verbreitungsgebietes bei Kulmain und Grafenwöhr in den obersten Schichten dolomitische, gelbe, braungefleckte Lagen ein, ähnlich den bekannten Vorkommnissen in den rheinischen Gegenden, z. B. bei Sulzbad und Zweibrücken, welche eine große Anzahl von mit der rheinischen Fauna übereinstimmenden Versteinerungen enthalten, wie *Natica Gaillardoti*, *N. pulla*, *Myoph. vulg.*, *Lingula tenuissima*, *Estheria minuta* und Voltzien-Holz.“ p. 512 spricht er von einer „Versteinerungsreichen Dolomitbank des Obersten Buntsandsteins“ und p. 713 (Geologie von Bayern) von „einer braungetigerten dolomitischen Bank mit zahlreichen Versteinerungen“, und zwar dieselben wie eine ähnliche Schicht bei Sulzbad im Elsaß und Zweibrücken in der Pfalz.

p. 684 Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges II bezeichnet er dieselbe Lage als Grenzdolomite, aber dem Obersten Buntsandstein zugehörig, wohl deshalb, weil über dieser überall leicht auffindlichen Bank noch mächtige Sandsteine auftreten. Er erwähnt darin von Grafenwöhr und Eschenbach: *Pecten Albertii* GOLDF., *P. discites* v. SCHLOTH., *Lima lin.* v. SCHLOTH., *L. radiata* GOLDF., *Gervillia soc.* v. SCHLOTH., *G. costata* v. SCHLOTH., *? Nucula Goldfussi* ALB., *Myoph. vulg.* v. SCHLOTH., *Corbula gregaria* v. MÜ., *Natica pulla* GOLDF., und aus einer ähnlichen Lage bei Kulmain und Bruck bei Kemnath außerdem noch *Encrinus* spec., *Ostraea crista difformis* v. SCHLOTH., *O. decemcostata* v. MÜ., *O. subanomia* v. MÜ., *Gervillia mytiloides* v. SCHLOTH., *Mytilus eduliformis* v. SCHLOTH., *Lithodomus priscus* GIEB., *Myoph. elegans* DUNK., *Myoph. laevigata* ALB., *Myoph. ovata* GOLDF., *Myoph. orbicularis* GOLDF., *Anaplophora jass.* WISSM., *Thracia mactroides* v. SCHLOTH., *Natica Gaillardoti* LEFR., *N. gregaria* v. SCHLOTH., *Turitella obsoleta* v. SCHLOTH., *Placodus Andriani* v. MÜ. und Saurierknochen.

Es scheint somit, daß GÜMBEL nur die eine, mächtigste fossilführende Lage (Schicht B), welche sich über den hellen pflanzenführenden Sandsteinen einstellt, bekannt war. Da die ausgezeichneten Aufschlüsse an den Bahneinschnitten bei Eschenbach damals noch nicht existierten und auch die Steinbrüche nicht die heutige Ausdehnung besaßen, so ist dieses nicht weiter verwunderlich. Merkwürdig erscheint es nur, daß er die betreffenden Schichten als Grenzdolomite bezeichnet und trotzdem dem Obersten Buntsandstein zurechnet. Auch auf dem Blatte Erbendorf (1 : 100 000) des Bayerischen Geogn. Amts ist diese Lage nicht als Grenze des Oberen Buntsandsteins aufgefaßt, sondern der ganze Schicht-

komplex einschließlich der noch darüber folgenden 15 m mächtigen, aus hellen Arkosen, dolomitischen Sandsteinen, Tonen und Dolomitbänken bestehenden Schichten sind als Röt (Oberster Buntsandstein) bezeichnet. Nur bei Tremmersdorf (nördlich von Eschenbach) sind an einer Stelle 2—3 m mächtige, fossilführende, tonige Dolomite, Tone und sandig-tonige Schichten (die Obersten Schichten im Profil Eschenbach) als Muschelkalk angegeben. Außerdem sind die im Profil von Bubenhausen bei Saarbrücken (Gümbel: Geologie von Bayern Bd. II p. 1002 und Erläuterungen zum Blatte Zweibrücken No. XIX der geogn. Karte d. Königreichs Bayern p. 146) erwähnten fossilführenden dolomitischen Bänke, mit denen Gümbel die fossilführende Schicht bei Eschenbach vergleicht, keine „Grenzdolomite", sondern liegen ungefähr 5 m unter der im Pfälzisch-Lothringischen Gebiet allgemein als Untere Grenze des Muschelkalks angesehenen Dolomitbank mit zahlreichen Crinoidenstielgliedern.

Abgesehen hiervon, ist es natürlich unausbleiblich, daß das Bestehen von drei weit auseinander liegenden fossilführenden Horizonten, statt des einen von Gümbel, darunter ein ca. 5 m mächtiger Komplex, welcher sich durch nichts vom typischen linksrheinischen Muschelsandstein unterscheidet, das Eschenbacher Profil wesentlich umgestalten muß. Es fragt sich nun, welche Schichten dem Obersten Buntsandstein und welche dem Muschelkalk zugeteilt werden müssen. Ehe hierauf näher eingegangen wird, soll zum Vergleich die Buntsandstein-Muschelkalkgrenze im linksrheinischen Triasgebiet zur Betrachtung mit herangezogen werden.

Sowohl in der Pfalz als auch in Lothringen entwickelt sich aus den Zwischenschichten über dem Hauptkonglomerat die mittel- bis feinkörnige Schichtfolge des sog. Voltziensandsteins, der obersten Abteilung des Buntsandsteins. Ohne auf dessen häufig unsichere untere Begrenzung einzugehen, sei hier nur kurz angeführt, daß er im französischen Lothringen zu unterst aus einem gleichmäßigen Bausandstein von ungefähr 10—12 m Mächtigkeit und aus einer oberen, rund 3 m mächtigen sandig-tonigen Lage von unregelmäßigem Ton- und Sandsteinbänken besteht (**33**, p. 21). Fossileinschaltungen fehlen hier gänzlich. In der Gegend von Saarbrücken besteht der Voltziensandstein aus feinkörnigen, durchweg tonigen und glimmerführenden, roten oder hellgelben dickbankigen Sandsteinen. Tonzwischenlagen finden sich besonders an der Grenze gegen den Muschelsandstein, wo sie Mächtigkeiten von 1,5—2 m erreichen, stellenweise aber auskeilen. Es sind dies die von Weiss als Grenzletten bezeichneten Tone, und sie werden im Zusammenhang mit einer dicht darüber liegenden, zahlreiche Trochiten führenden, sandig-dolomitischen Lage, der unteren

Trochitenbank, als Grenze des Voltziensandsteins gegen den Muschelsandstein stratigraphisch verwertet.

Verfolgt man nun aber die Entwicklung sowohl des Voltziensandsteins als auch des Unteren Muschelkalks vom nordöstlichen Deutsch-Lothringen in der Gegend von Wolmünster, Rohrbach und Saargemünd sowohl in nordwestlicher, als auch südwestlicher Richtung, so greift die sandige Ausbildung des Unteren Muschelkalks immer höher, so daß zuletzt der ganze Untere Muschelkalk als „Muschelsandstein" ausgebildet ist. Außerdem greift die Ausbildung des Voltziensandsteins immer höher, so daß die unteren „Muschelsandsteinschichten" sich petrographisch kaum noch vom Voltziensandstein unterscheiden lassen. So treten schon bei Teterchen (**69**, p. 167) im Unteren Muschelkalk Bausandsteine auf, welche in ihrer Ausbildung dem Voltziensandstein sehr nahe stehen, und außerdem vielfach Pflanzenreste, besonders *Equisetum Mougeoti* enthalten.

Voltzien- und Equisetenreste sind somit keineswegs auf den eigentlichen Voltziensandstein beschränkt. So erwähnt Götz bei Udelfangen, westlich von Trier, Equisetenreste noch über den Werksandsteinen des Untersten Muschelkalks und bei Ettelbrück in Luxemburg noch in den hangenden Schichten des Muschelsandsteins. Auch Blankenhorn erwähnt aus dicken Sandsteinbänken des Oberen Muschelsandsteins, nicht weit unter der Grenze gegen den Mittleren Muschelkalk, unweit Niedeggen am Nordrande der Eifel *Equisetum Mougeoti* und andere undeutliche Pflanzenreste (**9** p. 33). Außerdem kommen auch in Oberschlesien Voltzienzweige im Muschelkalk vor (**34**, p. 54).

Die Unsicherheit der Buntsandstein-Muschelkalkgrenze wird dann bei zunehmender Sandsteinentwicklung immer undeutlicher und unsicherer, so ist schon bei Sierck (**69**, p. 168) die „Grenze des Unteren Muschelkalks gegen den Voltziensandstein nicht scharf, ein eigentlicher Grenzletten fehlt. Man läßt den Unteren Muschelkalk am besten da beginnen, wo fossilführende Bänke sich einstellen" (v. Werveke). Noch unsicherer ist die Grenze in der Trier—Luxemburger Bucht, am Südrande der Ardennen und am Nordrande der Eifel. Im letzteren Gebiete „läßt der untere Muschelkalk er sich vom Oberen Buntsandstein petrographisch nicht scharf trennen, aber hier erleichtert das plötzliche reiche Auftreten von tierischen Resten gerade in seinen untersten Schichten die Grenzbestimmung" (**9**, p. 28). Bei Commern, am Nordrande der Eifel, ist „der Muschelsandstein vom Hauptbuntsandstein bloß durch typische Zwischenschichten getrennt", und es fehlt die typische Entwicklung des Voltziensandsteins (**9**, p. 26).

Im Bohrprofil von Longwy (**73**, p. 345) beschränkte Joly den Muschelkalk auf 3 m hellgraue dolomitische Kalke und rechnete die darunter liegenden Tone, Mergel und Sandsteine z. T. dem Buntsandstein (grès bigarré et vosgien), z. T. aber noch dem Perm zu. v. Werveke hingegen hält es für unzweifelhaft, daß der größere Teil der liegenden Sandsteine und Tone dem Muschelkalk angehört, erklärt jedoch, daß die Grenze zwischen Voltziensandstein und Muschelsandstein „als etwas willkürlich angesehen werden muß" (**73**, p. 355), während Götz dieselbe Grenze für „nicht absolut sicher" hält (**22**, p. 418).

Daß am unmittelbaren Südrande der Ardennen (z. B. im Oberen Sauertal und in der Gegend der Attert in Luxemburg, wo die Sandsteinentwicklung in nordwestlicher Richtung ihren Höhepunkt erreicht und der Muschelkalk dem

Auskeilen nahe ist), auch die Feststellung der Buntsandstein-Muschelkalkgrenze großen Ungenauigkeiten unterworfen und stellenweise ganz unmöglich ist, leuchtet wohl von selbst ein. Es ist somit nicht zu verwundern, wenn die verschiedenen Forscher in betreff des Auskeilens der verschiedenen Muschelkalk- und Triasglieder im allgemeinen nicht immer zu denselben Ergebnissen gelangen (vgl. Götz **22**, 1914, und v. Werveke **70**, 1916). Ebenso bietet die Gliederung des Buntsandsteins selbst ähnliche Schwierigkeiten, doch steht die übergreifende Lagerung vom Oberen Buntsandstein außer Zweifel, so daß schließlich der Voltziensandstein, an seiner Basis häufig konglomeratisch, diskordant dem devonischen Untergrunde aufruht.

Faziesbegriff und stratigraphische Zeitgliederung.

Ich habe die Abgrenzung des Muschelsandsteins vom Voltziensandstein im linksrheinischen Gebiet absichtlich etwas ausführlich behandelt, um die große Verschiedenheit der Grenzbestimmungen und somit ihre, der Abweichung von der normalen Fazies entsprechende mehr oder weniger große Unsicherheit darzutun, hauptsächlich aber um im folgenden die große Bedeutung des Faziesbegriffs für die stratigraphische Gliederung und die Gleichaltrigkeit bestimmter Schichtkomplexe zu besprechen.

Die Gliederung der Germanischen Trias in ihre verschiedenen Unterabteilungen ist im wesentlichen durch lokale geographische Ereignisse bedingt. Es spielen der Wechsel vorwiegend kontinentaler Sedimentationsbedingungen mit denen eines flachen transgredierenden Meeres, Verflachung des Meeres durch Eindampfen, lokale Salz- und Gipsbildungen, das erneute Eindringen dieses Mal eines tieferen Meeres, dann wieder ein allmählicher Rückzug des Meeres und ein Vorstoß erneuter, vorwiegend kontinentaler Sedimentationsbedingungen die Hauptrolle sowohl in der petrographischen, als auch faunistischen Ausprägung und somit stratigraphischen Gliederung der Triasisschen Schichtfolge. Das charakteristische Gepräge jedes Gliedes des ganzen Schichtkomplexes ist somit durch den Sedimentationszyklus innerhalb eines flachen, kontinentalen Sedimentationsraumes bedingt und „die neun Stufen der deutschen Trias sind die Episoden einer physikalisch-geographischen Lokalgeschichte“ (F. Frech **34**).

Es ist von vornherein klar, daß diese „kontinentale“ Fazies der Trias eine der Mannigfaltigkeit der möglichen und stattgehabten geographischen Ereignisse entsprechende Mannigfaltigkeit sowohl im petrographischen als auch faunistischen Sinne auf-

weisen muß, welche dadurch noch erhöht wird, daß ganz bestimmte geographische Ereignisse auf verhältnismäßig engem Raum lokal begrenzt auftreten können. Da nun die geographischen Ereignisse als Hauptfaktoren der natürlichen Gliederung des ganzen Schichtkomplexes gleichzeitig auch von entscheidendem Einfluß auf die Sedimentationsbedingungen sind, und von diesen hinwiederum die Fazies abhängig ist, so ist es klar, daß die natürlichen Grenzen der einzelnen Stufen Faziesgrenzen sind und als solche, entsprechend der Oberflächengestaltung des Sedimentationsraumes, keine Ebenen sein können, sondern die resultierenden Schichtpakete unter wechselndem, doch naturgemäß sehr flachem Winkel diagonal durchsetzen.

Für die eindeutige Feststellung dieser Tatsache sind nun besonders die Randgebiete des Triasbeckens von ganz besonderer Bedeutung, da naturgemäß die Äußerungen der tektonischen und klimatischen Ereignisse, z. B. Hebung und Senkung, Verdampfung des Beckeninhalts und der durch diese Faktoren bedingte Vorstoß oder Rückzug des Meeres, hier am ehesten in Erscheinung treten müssen.

Diese Verhältnisse seien an einigen Beispielen aus der Germanischen Trias näher erläutert.

In seiner zusammenfassenden Arbeit über den Wellenkalk wies Vollrath nach, daß vom Main her mit Richtung auf die Tauber der ganze Schichtkomplex zwischen dem gelben Grenzkalk und der Oolithbank α auskeilt, so daß am Schwarzwald im Freudenstädter Faziesgebiet eine der Oolithbank α entsprechende Dolomitbank unmittelbar den Rötletten auflagert. Die Rötgrenze steigt von N nach S in immer höhere Horizonte. Der gelbe Grenzkalk durchsetzt somit die Untersten Wellenkalkschichten in diagonaler Richtung unter einem Winkel von ungefähr 1°. Röt und Muschelkalk gehören nach Vollrath somit prinzipiell keinen zeitlich getrennten Sedimentationsperioden an, sondern sind als zwei verschiedene Fazies desselben Zeitabschnittes aufzufassen. Vollrath sieht die fossilführenden Einschaltungen des Röt (Myophorienschichten) als marine Bildungen, die zwischenliegenden roten Letten aber als kontinentaler Entstehung an. Der gelbe Grenzkalk ist demnach nicht als gleichzeitige Bildung aufzufassen, sondern die gelben Kalke stellen nach Vollrath die Küstenfazies dar, die als Basalschicht abgelagert und mit dem Vorrücken des

Meeres selbst immer weiter vorgeschoben wurde. Dadurch entstand ein scheinbar durchgehender Horizont, der aber tatsächlich die Schichten diagonal durchsetzt.

Von Schlesien her eindringend, gewinnt das Muschelkalkmeer also immer größere Ausdehnung, und in unserem speziellen Falle haben wir es zu dieser Zeit in der Hauptsache mit einem auf das Meininger und Moosbacher Becken beschränkten Meere zu tun, welches bei Meiningen selbst seine tiefste Stelle hatte. Südöstlich und südlich davon dehnte sich ein allmählich gegen das böhmische Massiv und die vindelizische Masse fortschreitendes weites Flachmeer aus. Dadurch, daß die geographischen Ereignisse, bzw. Hebung und Senkung und damit verbunden Eindringen des Meeres, Verdampfung usw., örtlich verschieden, stellenweise auch lokal beschränkt waren, ergibt sich im Falle des Röt eine weitgehende Verzahnung der kontinentalen (Rötletten) und marinen Fazies (Myophorienschichten). Es ist deshalb leicht erklärlich, daß die stratigraphische Grenzführung nicht überall dieselbe ist, ja auch nicht dieselbe sein kann. So wird in Nordthüringen die untere Grenze des Wellengebirges an die Basis der Myophorienschichten gelegt, da mit ihnen die marine Transgression endgültig eingeleitet ist, während diese Schichten in Südthüringen noch zum Röt gerechnet werden, da sich über ihnen nochmals ein Komplex roter Letten, d. h. die kontinentale Fazies einstellt.

Ganz ähnlich ist es mit der oberen Grenze des Unteren Muschelkalks. Auch hier ist die Grenze der kalkigen Schichten des Wellenkalks gegen die dolomitischen der Anhydritgruppe eine reine Faziesgrenze, bedingt durch die Verflachung des Meeres zur Mittleren Muschelkalkzeit. Diese Verflachung ging natürlich über das ganze, zur Wellenkalkzeit vom Meere bedeckte Becken nicht gleichmäßig vor sich. In den flacheren Teilen und somit auch in den Randgebieten, soweit diese keine Vertiefungen besaßen, mußte der hauptsächlich durch die größere Abschnürung des Muschelkalkmeeres und gleichzeitiger Verflachung bedingter Faziesumschlag notgedrungenerweise eher erfolgen als in den tieferen Teilen des Beckens, wo sich noch kalkige Gesteine bilden und die Fauna sich noch erhalten konnte, während in den flacheren Gebieten bereits Dolomit und dolomitische Mergel abgelagert wurden, und die Fauna nahezu gänzlich erloschen war. Die dolomitische Fazies greift daher in verschiedenen Gebieten verschieden weit hinunter. So beschließt R. Wagner in der Jenaer Gegend den Wellenkalk mit der Oberen Schaumkalkbank und zählt die darüber liegenden dolomitischen Schichten trotz des Vorkommens von *Myophoria orbic.* zum Mittleren Muschelkalk. Ebenso beginnt in der Gegend von Göttingen die mergelig-dolomitische Fazies sofort über der Oberen Schaumkalkbank. In der Gegend von Hannover beherrscht die mergelig-dolomitische Fazies bereits die Schaumkalkzone selbst.

In der Umgegend von Sondershausen erfolgt die dolomitische Ausbildung bereits oberhalb der Mittleren Schaumkalkbank. Daß demzufolge die Grenze in den verschiedenen Gegenden in verschiedenen Niveaus gezogen wird, ist leicht begreiflich.

In diesem Zusammenhange verweise ich nochmals auf die bereits besprochene Muschelkalk-Lettenkohlengrenze, welche ebenfalls rein fazieller Natur ist.

Es muß somit die fazielle Natur aller dieser Grenzen im Muschelkalk auf das nachdrücklichste betont werden. Es ist im Grunde genommen ganz einerlei, ob man die Myophorienschichten und den Wellendolomit zum Muschelkalk oder zum Röt, die *Orbicularis*-Schichten zum Unteren oder Mittleren Muschelkalk rechnet, ob man die Dolomitische Region Lothringens dem Oberen Muschelkalk zuweist, oder in die Unterste Lettenkohle stellt, die Hauptsache ist, daß man sich dessen bewußt bleibt, daß die stratigraphische Gliederung bestimmter Schichtkomplexe in vielen Fällen eben nur eine der allgemeinen Brauchbarkeit entsprechende ist, daß aber eine strenge Gleichaltrigkeit eben wegen der faziellen Natur der meisten Grenzen in der Germanischen Trias nicht immer mit diesen, für stratigraphische Zwecke benutzten Grenzen in Verbindung gebracht werden darf, daß hingegen diese Grenzen infolge der mannigfachen Faziesübergänge, Faziesverzahnungen usw. notgedrungenerweise an verschiedenen Stellen in verschiedenen Niveaus liegen müssen. Da die Faziesübergänge sowohl in petrographischer, als auch faunistischer Hinsicht sehr häufig ganz allmähliche, ja manchmal fast unmerkliche sind, so muß dann eben in der stratigraphischen Grenzführung das Prinzip der größten Brauchbarkeit in Kraft treten, ja stellenweise wird es „mehr oder weniger Geschmacksache bleiben“ (Henkel), wo man die Grenze zieht.

Daß in einem verhältnismäßig kleinen Sedimentationsraum mit derartig wechselnden Sedimentationsbedingungen, wie das Germanische Triasbecken, nicht überall dieselben Verhältnisse obwalten konnten, daß hingegen eine, in irgendeinem Gebiet für die Grenzführung besonders brauchbare und daher benützte Schicht in anderen Gebieten infolge mangelhafter Ausbildung oder gänzlichen Fehlens für stratigraphische Zwecke nicht mehr in Frage kommt, und, daß dadurch notgedrungenerweise größere oder geringere Unsicherheiten in der stratigraphischen Parallelisierung entstehen müssen, ist wohl selbstverständlich. Daß aber dieselbe

weit verbreitete Schicht nicht immer in demselben Niveau auftreten muß, sondern die Schichten diagonal durchsetzen kann, das hat Vollrath im Falle des gelben Grenzkalks an der Unteren Grenze des Wellenkalks zur Genüge bewiesen. Ganz ähnlich verhalten sich gewisse, an der Grenze des Oberen Muschelkalks gegen die Lettenkohle auftretende Schichten, z. B. die Grenzbonebeds und dolomitisch-glaukonitischen Bänke, welche in den Randgebieten, wie z. B. in Oberfranken, dem Rückzuge des Meeres entsprechend, in der Richtung auf die Küste in immer tiefere Horizonte hinabgreifen.

Die Rötmuschelkalkgrenze.

Es erübrigt sich nun noch die Rötmuschelkalkgrenze sowohl im Oberfränkischen, als auch im linksrheinischen Gebiet auf diese Verhältnisse hin zu prüfen. Aus der oben angeführten Beschreibung der Grenzschichten des Oberen Buntsandsteins und des Untersten Muschelkalks ist es ohne weiteres ersichtlich, wie wenig petrographisch, schon im nordöstlichen Lothringen, die Abtrennung des Obersten Voltziensandsteins vom Muschelsandstein bedingt ist. Bekanntlich wurde letzterer früher zum Oberen Buntsandstein (dem grès bigarré der Franzosen) gerechnet und erst Weiss wies 1868 nach, daß der der obere Teil des grès bigarré als sandige Entwicklung des Unteren Muschelkalks aufgefaßt werden muß und führte für ihn die Bezeichnung „Muschelsandstein" ein. Auch erhellt aus den obigen Ausführungen, wie wenig einheitlich die Grenzführung fast im ganzen linksrheinischen Gebiet ist und wie mit der Annäherung an das Festland diese immer unsicherer wird. Die von Weiss als Obere Grenze des Voltziensandsteins angegebenen Grenzletten keilen häufig aus und der Sandstein setzt sich nahezu unverändert in den Muschelsandstein fort, häufig in Gestalt ganz ähnlicher, mächtiger Werksteinbänke. Stellenweise, wie z. B. bei Bubenhausen bei Zweibrücken, werden die ersten auf eine marine Invasion deutenden dolomitischen Sandsteine und Dolomite noch zum Röt gerechnet, anderswo „läßt man den Unteren Muschelkalk am besten da beginnen, wo fossilführende Bänke sich einstellen" (v. Werveke). Wo nun auch diese fehlen, da wird die Grenzführung immer unsicherer, ja manchmal geradezu „willkürlich" (v. Werveke). Was die Pflanzenführung betrifft, nach der ja der Voltziensandstein seine Bezeichnung erhalten hat, so kommen an ver-

schiedenen Stellen Pflanzenreste, darunter hauptsächlich *Equisetum Mougeoti* bis dicht unter dem Mittleren Muschelkalk vor. Ebenso häufig versagen faunistische Merkmale, da die im nordöstlichen Lothringen als Untere Grenze des Muschelkalks gewählte (Beneke) trochitenführende, dolomitische Bank nicht überall gleich entwickelt ist und schließlich ganz fehlt. Wo möglich, ist dann eben der Beginn der Fossilführung bei der Abgrenzung maßgebend, wobei natürlich durch neue Fossilfunde in noch tieferen Lagen die Grenze noch tiefer gerückt und der Voltziensandstein zusammenschrumpfen würde.

Aus dem Angeführten geht nun deutlich hervor, daß die Grenzführung, trotz der geringen Einheitlichkeit, wohl für Kartierungszwecke praktischen Wert besitzt und auch wohl kaum jemals durch eine bessere ersetzt werden kann und wird, jedoch auf eine auch nur einigermaßen einwandfreie Zeitgrenze nicht den geringsten Anspruch erheben darf, und daß von einer strengen Gleichaltrigkeit der einzelnen Schichtkomplexe nicht die Rede sein kann. Es kann daher nicht nur die jetzige Gliederung des Oberen Buntsandsteins und Unteren Muschelkalks, sondern auch der ganzen deutschen Trias keine streng zeitliche sein. Ist es schon nicht ratsam, im Falle rein mariner, in einem verhältnismäßig so wenig ausgedehnten Becken wie das deutsche Muschelkalkmeer abgelagerter Schichtkomplexe von strenger Gleichaltrigkeit zu sprechen, wie das durch Vollrath festgestellte Höhergreifen der Unteren Muschelkalkgrenze deutlich beweist, so wird mit Annäherung an die Küste und schließlich beim Übergang in terrestre Sedimentationsbedingungen die Wahrscheinlichkeit der Gleichaltrigkeit bestimmter, in horizontaler Richtung zusammenhängender Schichtkomplexe noch geringer, die Möglichkeit und zugleich die Größe des zeitlichen Unterschiedes aber stetig erhöht.

Bei ruhigstem Absatz auf mehr oder weniger ebenem Untergrunde wird man die Schichtflächen der einzelnen Bänke wohl als Ebenen der Gleichaltrigkeit ansehen dürfen, falls nicht in verschiedenen Gebieten verschieden wirksame sekundäre Faktoren, wie submarine Denudation, chemische Ablution, submarine Rutschungen usw. während der Sedimentation hinzukommen. Diese Gleichaltrigkeitsebenen werden nur in den seltensten Fällen mit den Ebenen gleicher Fazies zusammenfallen, und auch dann nur lokalerweise bei einheitlichen Massen, sondern bei Absatzbedingungen, mit

denen wir es in der Germanischen Trias zu tun haben, werden sie sich unter allerdings sehr spitzem Winkel schneiden. Dieser Winkel ist natürlich abhängig von der Schnelligkeit, mit welcher der Faziesumschlag, bzw. das Vordringen und der Rückzug des Meeres vor sich ging. Faziesgrenzen sind daher Zeitgrenzen nicht gleichzusetzen.

Im Falle des Germanischen Triasbeckens handelt es sich nun um ein großes flaches Becken, dessen Ränder jene Erweiterung fortsetzen, die schon das übergreifende Rotliegende begonnen hatte. Dieses ist für die Frage der Gleichaltrigkeit bestimmter Schichtkomplexe von besonderer Bedeutung.

Ein Übergreifen des Mittleren Buntsandsteins über den Unteren ist im südlichen Schwarzwald, in den südlichen Vogesen, in der Gegend von Saarbrücken und am Nordrande der Eifel beobachtet worden. Bereits im westlichen Lothringen und vollends am Südrande der Ardennen in Luxemburg fehlt auch der Mittlere Buntsandstein und der Obere liegt unmittelbar dem devonischen Untergrunde auf. Hand in Hand mit der Reduktion und dem gänzlichen Fehlen des Unteren und schließlich auch des Mittleren Buntsandsteins geht die starke Geröllführung des Mittleren Buntsandsteins in den randlichen Teilen.

Faßt man die ganzen Ergebnisse zusammen, so tritt auch hier wieder deutlich hervor, daß im großen und ganzen an einer bestimmten Stelle die übereinanderliegenden Schichten des Buntsandsteins nacheinander immer „strandfernere“ Charaktere aufweisen.

So ist in Lothringen der Untere Vogesensandstein (Mittlerer Buntsandstein) geröllreicher als der Obere Vogesensandstein und die Gerölle des ersteren bestehen noch z. T. aus den Gesteinen des Grundgebirges, während diese im oberen Teil nur noch in geringen Mengen vorhanden sind. Schließlich wechseln Lagerung, Schichtung, Zusammensetzung und Färbung im Unteren viel stärker als im Oberen Vogesensandstein. Darüber lagert dann der durchweg feinkörnige Voltzien- und schließlich der marine Muschelsandstein. Von hier aus nach dem Rande zu greift aber nun die gröbere, „strandnähere“ Ausbildung in immer höhere Horizonte über. Am Südrande der Ardennen steigt die Geröllführung bis in den Oberen Buntsandstein und in geringerem Maße bis dicht unter den Mittleren Muschelkalk (**22**, p. 343) und (**70**, p. 180). Es treten im Unteren Muschelkalk Werksteinbänke auf, welche sich petrographisch vom Voltziensandstein kaum unterscheiden lassen und immer höher greifen. Schon an der unteren Sauer beginnt das Versanden auch des oberen Teiles des Unteren Muschelkalks (**70** p. 177), bis westlich von Ettelbrück auch der Mittlere Muschelkalk vorwiegend aus Sandsteinen besteht (**22**, p. 353 mit 358). Sowohl der Feldspatgehalt als auch die Rotfärbung der Sandsteine greifen mit zunehmender Annäherung an das Festland aus dem Buntsandstein in den Muschelkalk über. So setzen schon bei Sierck im Moseltale rote Sandsteine in den Unteren Muschelkalk fort.

Wir haben es also mit einem sich allmählich, aber beständig erweiternden Sedimentationsraum zu tun, in welchem, nach mehreren schwachen Vorstößen zur Oberen Buntsandsteinzeit, das Meer erst zu Beginn der Unteren Muschelkalkzeit, von Schlesien her eindringend, größeren Raum gewann, sich dann allmählich immer mehr ausbreitete und schließlich, wenigstens nach W und S, weit über das zur Unteren und Mittleren Buntsandsteinzeit vorhandene Becken vordrang.

Welche Bedeutung muß nun diese allmähliche Erweiterung des Sedimentationsraumes für die stratigraphische Gliederung speziell des Buntsandsteins und Muschelkalks und die Gleichalterigkeit bestimmter Schichtkomplexe notwendigerweise haben?

Krauss führt darüber folgendes aus (**33**, p. 26): „Überschauen wir die Gliederung unseres Buntsandsteins, so taucht ein Gedanke auf, der, so unbequem er auch vielleicht ist, nicht unterdrückt werden darf: es steht nicht fest, daß die rein petrographisch bestimmten Grenzen, die uns bei der Kartierung auch auf größere Entfernungen sehr nützlich sind, im fossilfreien Gestein auch Zeitgrenzen sind, gleichwertig jenen, die durch Fossilvergleichung und gelegentliche Kontrolle an der Hand bezeichnender Fossilfunde festgelegt werden. Vielmehr ist es von vornherein klar, daß es sich bei einer Kartierung ohne Fossilhilfe bis jetzt nur um eine Konstruktion oder um die Darstellung von Faziesverhältnissen handelt, welche mehr oder weniger unregelmäßig ineinander greifen und deren Umgrenzungen ihrem Wesen nach nichts zu tun haben mit einer durch Versteinerungen mehr oder weniger sicher gewährleisteten Gleichalterigkeit. Wir wissen zwar, daß viele Bänke und Bankserien oft auch über weite Strecken sowohl petrographisch als auch paläontologisch und damit zeitlich nahezu gleichwertig sind; wir wissen aber zugleich, daß dieses um so weniger gilt, je unregelmäßiger die Absatzbedingungen auf größere Entfernungen waren, und diese Unregelmäßigkeit ist in dem Gebiet terrigener Sand- und Geröllager groß."

Da nun in den Randgebieten die unregelmäßigen Absatzbedingungen der „Gebiete terrigener Sand- und Geröll-Lager" auch während des größten Teils des Muschelkalks, zum mindesten des Unteren und Mittleren obwalteten, so gilt das gleiche auch für die Gliederung des Muschelkalks in den Randgebieten, speziell die Buntsandstein-Muschelkalkgrenze. Würde es z. B. im Unteren Muschelkalk keine Fossilien geben, so würde man ohne Zweifel auf Grund der gleichartigen petrographischen Beschaffenheit den ganzen Muschelsandstein noch zum Oberen Buntsandstein (Voltziensandstein) rechnen, wie das ja vor der grundlegenden Arbeit von Weiss (1886) der Fall war und die Franzosen auch trotz der Fossilien heute noch tun (grès bigarré).

Bekanntlich fehlen in England und Nordfrankreich zwischen buntsandstein- und keuperähnlichen Schichten irgendwelche petrographisch oder faunistisch dem Muschelkalk entsprechende marine Schichten vollkommen, doch wird man daraus nicht auf eine Sedimentationsunterbrechung schließen dürfen, vielmehr ist hier der ganze Muschelkalk, allerdings wohl in weit geringerer Mächtigkeit, in der Sandstein- und Mergelfazies entwickelt. Ebenso zeigt sich die Trias am Rande des Französischen Zentralplateaus vorwiegend aus Sandsteinen, Arkosen, Dolomiten und dolomitischen Mergeln zusammengesetzt. Von Versteinerungen tritt nur *Myophoria Goldfussi* in einiger Verbreitung auf, aus deren Vorkommen man auf das Vorhandensein von Oberem Muschelkalk und Unterem Keuper schloß, die liegenden Sandsteine und Arkosen anfangs aber mit Buntsandstein parallelisieren wollte; doch sprach sich schon Munier-Chalmas dahin aus, daß man entsprechend der allmählichen Erweiterung des Sedimentationsraumes im Gegenteil eher die Abwesenheit der Unteren Schichtfolge annehmen müßte.

Im Oberfränkisch-Oberpfälzischen Randgebiet sind die Verhältnisse nun ganz ähnliche. Auch hier läßt sich eine allmählich fortschreitende Extension des Muschelkalkmeeres in der Richtung von NW nach SO einwandfrei feststellen. In der Gegend von Kronach sind den roten Letten des Röt noch marine Bänke in Gestalt der Myophorienschichten eingeschaltet und zwar noch beträchtlich tief (bis zu 18 m) unterhalb der gelben dolomitischen Grenzkalke. Nach SO zu verschwinden diese, die roten Letten werden geringmächtiger und sandiger. Bereits bei Trebgast fehlen sie nahezu ganz, und die sandige Fazies des hellen *Chirotherium*-Sandsteins reicht bis an den gelben dolomitischen Grenzkalk des Unteren Muschelkalks. Gleichzeitig ergreift die tonige Fazies, welche weiter im N noch die oberen Schichten des Röt in Gestalt hellgrauer und, in untergeordnetem Maße, bunter Letten (Gössersdorf und Wötzelsdorf) charakterisiert hatte, nach und nach die gesamten Wellenkalkschichten unterhalb des Horizontes der Terebratelbänke, und auch die sandige Fazies stellt sich nach und nach in Gestalt dünner, dolomitischer Sandsteinbänkchen ein. Auch die dolomitische Fazies greift von der Basis des Wellenkalks aus in Gestalt von dem Ton eingelagerter, meistens schwach-sandiger Dolomitbänkchen immer höher und ergreift schließlich in der Gegend von Bayreuth den ganzen Oberen Wellenkalk einschließlich der

Schaumkalkbänke, während gleichzeitig auch die *Orbicularis*-Schichten allmählich neben einem hohen Sand- und Tongehalt auch einen starken Dolomitgehalt aufweisen. Südlich von Bayreuth und Weidenberg werden auch die dolomitischen Schichten zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und den *Orbicularis*-Schichten starktonig und schwachsandig, der Sandgehalt nimmt stark zu, bis bei Kötzersdorf und am südlichen Ende des Kreussener Muschelkalkzuges sowohl der Untere als auch der Mittlere Muschelkalk aus feldspatführenden feinkörnigen Sandsteinen besteht, während der ursprüngliche, aber nur geringe Dolomitgehalt sich nur noch in einzelnen braungefärbten, fossilführenden Lagen äußert. Gleichzeitig ist der Feldspatgehalt, welcher im N in den *Chirotherium*-Sandsteinen des Röt ein sehr deutlicher war, immer höher gestiegen. War er bei Bayreuth und Weidenberg schon im obersten Röt sehr auffallend, doch im Unteren Muschelkalk noch unmerklich, so tritt er südlich davon auch im Muschelkalk immer deutlicher hervor, um ganz im S auch in den Sandsteinen des Unteren und Mittleren Muschelkalks ein auffallendes Merkmal zu bilden. Sind die Sandsteine bei Kötzersdorf und nahe dem südlichen Ende des Kreussener Muschelkalkzuges noch vorwiegend schiefrig und dünngebankt, mit stark glimmerhaltigen Schichtflächen, so wird bei zunehmendem Korn auch die Bankung und Schichtung unregelmäßiger und schon bei Eisersdorf sind die Sandsteine des Unteren und Mittleren Muschelkalks vorwiegend grob gebankt, lose und mit häufiger Kreuzschichtung versehen.

Auch im Oberen Muschelkalk machen sich analoge Erscheinungen bemerkbar. Südlich von Bayreuth und Weidenberg werden die Trochitenschichten dolomitisch und bestehen schließlich aus einem hellen zuckerkörnigen Dolomit, während die darüber liegenden unteren Ceratitenschichten noch aus dem normalen graublauen Kalk bestehen. Es stellt sich denn auch hier ein immer höherer Ton- und im geringeren Maße Sandgehalt ein, die Dolomite werden dicht, stark tonig und bei Kötzersdorf bestehen die unteren Lagen des Oberen Muschelkalks aus einigen wenigen, tonig-dolomitischen Bänken, doch vorwiegend aus Tonen und feldspathaltigen Sandsteinen. Auch die oberen Schichten des Oberen Muschelkalks werden dann dolomitisch, doch seltener zuckerkörnig und kristallin; meistens ist der Tongehalt ein bedeutender.

Gleichzeitig greift die tonig-sandige Ausbildung der Letten-

kohle von oben immer tiefer herab, so daß bei Kötzersdorf die obere Hälfte des Oberen Muschelkalks aus fossilführenden Dolomiten und darüber lagernden hellen Tonen besteht. Der Sandgehalt nimmt dann sehr rasch zu und bei Eisersdorf und Funkendorf vertreten dichte, steinmergelähnliche, bei Funkendorf noch fossilführende Dolomite, helle, dünnschieferige, feldspathaltige Sandsteine und hellgraue, sandige Tone diese Lage des Oberen Muschelkalks.

Es setzen also sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung in ihren Grundzügen dieselben, örtlich manchmal etwas variierenden faziellen Veränderungen durch die gesamte Schichtfolge des Muschelkalks hindurch und zwar erscheint jede Fazies mit jeder Stufe weiter nach S gerückt, eine Erscheinung, durch welche die allmähliche, fortschreitende Extension des Muschelkalkmeeres ganz außer Zweifel gestellt wird.

Fassen wir nun die Röt—Wellenkalkgrenze näher ins Auge. Wie schon erwähnt, greift schon bei Trebgast die sandige Fazies des weißen *Chirotherium*-Sandsteins bis nahezu unmittelbar unter die gelben dolomitischen Grenzkalke des Wellenkalks. Es macht sich in den obersten Lagen bei sehr feinem Korn nur noch eine schieferige Beschaffenheit der obersten Sandsteine, sowie ein höherer Tongehalt in Gestalt von zahlreichen hellgrauen Lettenzwischenlagen bemerkbar. Man könnte diese etwa 3 m mächtige, tonigsandige Lage des Obersten Röt den Grenzletten von Weiss im Lothringischen Gebiet, oder vielmehr, da eine mächtigere einheitliche Lettenbank fehlt, dem „oberen Voltziensandstein" von Krauss (33, p. 23) parallelisieren. Der helle feldspatführende *Chirotherium*-Sandstein würde somit dem Voltziensandstein und den Lothringischen „Zwischenschichten" entsprechen. Es hat hier also die Sandsteinfazies in ein wesentlich höheres Niveau hinaufgegriffen, da nur 25 km weiter nördlich in der Kronacher Gegend der Voltziensandstein, welcher im Lothringischen Gebiet durchschnittlich 12 bis 14 m mächtig ist, noch von den bunten Letten und Myophorienschichten des Röt vertreten wird. Es würde also in der Kronacher Gegend der *Chirotherium*-Sandstein nur die Lothringischen „Zwischenschichten" vertreten. Man vergleiche das Horizontalprofil auf Taf. XVII und p. 264 u. f.

Weiter südlich nun in der Gegend von Bayreuth, im Rodersberger Graben, bei Untersteinach, oberhalb Görschnitz und in der

Ziegelei bei Weidenberg liegt der gelbe dolomitische Grenzkalk unmittelbar z. T. recht grobkörnigen Arkosesandsteinen des Röt auf. Die untere Grenze des Oberen Buntsandsteins ist hier durch einen reichlich karneolführenden Horizont angedeutet (aufgeschlossen zwischen Görschnitz und Weidenberg). Zwischen Weidenberg und Döberschütz tritt darunter ein stark geröllführender Sandstein auf, welcher wohl dem Hauptkonglomerat des obersten Mittleren Buntsandsteins gleichzustellen ist.

Von diesem karneolführenden Horizont bis zum gelben dolomitischen Grenzkalk (siehe Profil Görschnitz und Profil Ziegelei Weidenberg in Profilliste I bei p. 262) besteht nun der ganze Obere Buntsandstein aus feldspatreichen, hellen, meistens losen ungeschichteten Sandsteinen, denen in unregelmäßiger Weise linsenförmig hellgraue, selten bunte Letten eingelagert sind. Wie bereits erwähnt, bietet die Arkose mit ihren manchmal zentimetergroßen Orthoklasen mit vollständig erhaltener Kristallbegrenzung und Quarzen mit scharfen Kanten häufig das Bild eines groben Granitschuttes. Ein weiter Transport wenigstens eines Teiles der Sandsteine ist nicht anzunehmen. Aus den ganzen Lagerungsverhältnissen: der ausgezeichneten Kreuzschichtung, der losen, z. T. vollkommen ungeschichteten Natur der Sandsteine, den rasch auskeilenden, unregelmäßigen Tonlagen, den Tongallen, dem stellenweise rasch wechselnden Korn, den Auswaschungserscheinungen usw. ist nur auf eine terrestre Entstehung der Sandsteine zu schließen. Die marine Transgression begann hier erst mit dem gelben, noch große Quarzkörner enthaltenden, einer unregelmäßigen, ausgewaschenen Unterfläche aufgelagerten, crinoidenführenden, gelben dolomitischen Grenzkalk. In welchem Niveau des Unteren Wellenkalks dieser sich hier befindet und in welchem Maße die untersten Wellenkalkschichten schon ausgekeilt sind, läßt sich infolge der vollständig tonigen Natur des Wellenkalks unterhalb des Horizontes der Terebratelbänke, des Fehlens irgendwelcher durchgehender Leithorizonte, wie z. B. der Oolithbänke, wie auch der allgemeinen Mächtigkeitsabnahme, nicht feststellen. Es sei jedoch nochmals darauf hingewiesen, daß bei Z e y e r n eine wahrscheinlich der Oolithbank *α* entsprechende ockerige Bank mit *Dentalium torquatum* nur 12 m über den basalen dolomitischen Schichten der Region des Wellendolomits auftritt (p. 267 und Profilliste II bei p. 272). Es ist also bereits hier (Zeyern) mit dem Auskeilen weitaus des größten Teils der bei Meiningen noch 35

bis 37 m mächtigen Schichten des Wellenkalks zwischen dem Grenzkalk und der Oolithbank *a* zu rechnen.

Der gelbe Grenzkalk durchschneidet also auch hier als Basalschicht des vordringenden Meeres die unteren Wellenkalkschichten unter spitzem Winkel von NW nach SO in diagonaler Richtung, wie Vollrath es für den gelben Grenzkalk südlich des Mains in der Richtung auf die Tauber feststellen konnte. Es würden somit hier (Weidenberg) die obersten terrestren Arkosen zeitliche Äquivalente nicht nur der roten Letten und der Myophorienschichten des Röt, sondern auch bereits der Untersten Wellenkalkschichten sein. Fossilführende dolomitische Einlagerungen, wie sie in Lothringen im Voltziensandstein vorkommen (vgl. Gümbel, Geologie von Bayern Bd. II, p. 1030 und Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken: Profil Bubenhausen), habe ich im ganzen Gebiet (Gegend von Bayreuth) nirgends auffinden können; vielmehr besitzen die ganzen Sandsteine zwischen dem Karneolhorizont und dem gelben dolomitischen Grenzkalk mehr oder weniger dieselbe Beschaffenheit und alle auf eine ausschließlich terrestre Natur der Ablagerung deutende Anzeichen.

Ganz ähnlich ist der Obere Buntsandstein am Kreussener Muschelkalkzug entwickelt, ebenso in der Oberpfalz, doch macht sich hier allgemein eine mehr gleichmäßige Beschaffenheit: ein gleichmäßiges, mittleres bis feines Korn, eine gleichmäßig helle Farbe, ein vollständiges Fehlen rötlicher Letten und ein starkes Zurücktreten linsenförmig eingelagerter Tonlagen bemerkbar. Es entstehen so manchmal 8—9 m mächtige Lagen vollkommen ungebankter, Kreuzschichtung aufweisender heller Arkosen, die zwar hier und da Tongallen enthalten, denen aber linsenförmige Toneinlagerungen nahezu vollkommen fehlen.

Die mächtigen Arkosen lassen infolge der guten Korngrößenauslese, des Fehlens ausgesprochener Glimmerlagen, ihrer sich in der Beschaffenheit gleichbleibenden Mächtigkeit und häufig auftretenden ausgezeichneten Dünenschichtung einen erhöhten Anteil äolischer Sedimentation vermuten. Daß dazwischen torrentielle Regengüsse, Schichtfluten u. dergl. vorkamen, das zeigen die einzelnen ton- und glimmerreichen, unregelmäßig geschichteten Zwischenlagen mit eingeschwemmten Pflanzenresten und Estherien und die damit verbundenen häufigen Auswaschungserscheinungen.

Wo ist nun im Eschenbacher Profil die Grenze des Muschelkalks gegen den Buntsandstein zu ziehen, d. h. welche der im Profil beschriebenen Sandsteine sind dem Muschelkalk zuzurechnen und

welche sind noch in den obersten Buntsandstein zu stellen? Es ist klar, daß eine Abtrennung auf petrographischer Grundlage nicht möglich ist. Nicht nur die Sandsteine unterhalb Schicht B, sondern auch die mehrere Meter mächtigen unterhalb Schicht C (p. 321 u. f.) zeigen genau dieselbe Beschaffenheit, höchstens daß letztere ein etwas feineres Korn besitzen, während die Sandsteine unter und über dem ersten Fossilhorizont (Schicht A) überhaupt nicht zu unterscheiden sind. Irgendwelche Vergleichshorizonte im Buntsandstein selbst, welche die untere Abgrenzung des Oberen Buntsandsteins gestatten würden, sind nirgends zu finden. Einen karneolführenden Horizont oder eine dem Hauptkonglomerat parallelisierbare konglomeratische Lage konnte ich nicht entdecken. Der ganze Buntsandstein, soweit er an der Grafenwöhr-Eschenbacher-Verwerfung herausgehoben ist (Taf. XVIII), besteht vielmehr aus hellfarbigen, weißlichgrauen, sehr losen, kreuzgeschichteten Arkosesanden. Tonzwischenlagen fehlen nahezu gänzlich. Die Arkosen setzen sich nach oben in der gleichen petrographischen Beschaffenheit fort, doch verfeinert sich allmählich das Korn.

Hält man sich aber trotzdem an die petrographischen Eigenschaften und sieht man in der arkosigen, ungebankten „Werksandstein"-Ausbildung deren notwendige Zugehörigkeit zum Oberen Buntsandstein, so wird man die oberen Sandsteine in Anbetracht des reichlichen Vorkommens von Pflanzenresten (*Voltzia* und *Equisetum*) als Analogon des linksrheinischen Obersten Buntsandsteins auch hier als „Voltziensandstein" ausscheiden und den Muschelkalk als „Muschelsandstein" erst mit der Schicht B und den darüber folgenden 4—5 m mächtigen Fossilplatten beginnen lassen.

Da nun aber schon ca. 35 km weiter nördlich bei Weidenberg die marine Transgression mit der gelben dolomitischen Grenzbank zusammenfiel, und die marine Sedimentation überhaupt erst mit dieser Grenzschicht begann, so würde diese stratigraphische Gliederung keine folgerichtige sein. Es wurde bereits dargetan, daß diese Grenzschicht nach S in immer höhere Horizonte steigt und somit schon bei Weidenberg der obere Teil der liegenden Arkosen als zeitliches Äquivalent der Untersten Wellenkalkschichten anzusehen ist. Entsprechend der aufs deutlichste zum Ausdruck kommenden allmählichen Extension des Muschelkalkmeeres nach S ergibt sich hieraus der zwingende Schluß, daß zum mindesten

der erste Fossilhorizont (Schicht A) als schon zum Muschelkalk gehörig betrachtet werden, außerdem aber noch der obere Teil der liegenden Arkosen, denen dieser eingeschaltet ist, als zeitliches Äquivalent des Unteren Muschelkalks angesehen werden muß. Die wirkliche Zeitgrenze zwischen Oberem Buntsandstein und Muschelkalk läßt sich daher, angesichts der oben angeführten Schwierigkeiten, nicht genau festlegen, zum mindesten ist aber der erste fossilführende Horizont (Schicht A) bereits in den Muschelkalk zu stellen. Diese unterste Fossillage würde sich, um ein greifbares Kriterium zu haben, daher als für stratigraphische Zwecke brauchbare Grenze verwenden lassen, doch muß betont werden, daß auch hier lediglich eine Faziesgrenze vorliegt und daß der Unterste „Muschelsandstein" hier in einem höheren Niveau liegt, als der weiter nördlich, und daß auch ein Teil der liegenden Arkosen zeitlich bereits dem Untersten Muschelkalk entspricht.

Es müssen also die ungefähr 17 m mächtigen, voltzienführenden Arkosen zwischen den Fossilbänken A und B, welche in der Gegend von Eschenbach den hauptsächlichsten Bausandstein liefern, als zum Muschelkalk gehörig angesehen werden. Die besonders im oberen Teil nicht weit unter der Fossilbank B zahlreich auftretenden Pflanzenreste (*Voltzia heteroph.* und Equiseten) sind kein Beweis dagegen. Wie bereits erwähnt, kommen in Lothringen, Luxemburg und am Nordrand der Eifel in Werksandsteinbänken bis dicht unter den Mittleren Muschelkalk zahlreiche Pflanzenreste vor.

Auch Deecke (**17**, p. 17) mißt dem Auftreten von *Voltzia heterophylla* in den sandig-konglomeratischen Gesteinen der Trias am Morvan, wo diese bis in das Niveau mit *Cer. nodosus* hinaufreichen, keine stratigraphische Bedeutung bei. Schon Haug betont in seinem „Traité de Géologie", daß das Alter der unter diesem marinen Fossilhorizont liegenden Schichten zweifelhaft sei. Nach Deecke beweist das Vorkommen von *Voltzia heterophylla* nichts, weil solche Pflanzen recht langlebig sind. Auch Wurm gelangte über das Auftreten von *Voltzia heterophylla* bei Montserrat in Katalonien zu ähnlicher Ansicht.

Ebensowenig ist den Fossilien der untersten fossilführenden Lage irgendwelche stratigraphische Bedeutung beizumessen. Gibt es an und für sich im normalen Muschelkalk und in den marinen Schichten des Röt, mit Ausnahme der Ceratiten im Oberen Muschelkalk, keine wirklichen Leitfossilien, so versagen im Randgebiet paläontologische Merkmale erst recht vollkommen. Einiges darüber wurde in einem früheren Kapitel bereits ausgeführt. Abgesehen davon,

daß Fossilien überhaupt nur in einigen wenigen Horizonten auftreten, waren infolge der wohl recht ungünstigen Lebensbedingungen, was sich hauptsächlich in der bedeutend geringeren Durchschnittsgröße der meisten Individuen äußert, nur einige wenige anpassungsfähige Formen zu längerer Besiedelung überhaupt befähigt. Da nur sie in das flache, wahrscheinlich salzreichere und unruhige Küstenwasser vorzudringen und dort zu leben vermochten, aber auch gleichzeitig mit dem vorrückenden Meere immer weiter vordrangen, erklärt sich leicht, daß es fast in allen Fossilhorizonten immer die gleichen, wenigen, aber häufig individuenreichen Formen sind.

Da die geringe Konkurrenz trotz der äußeren ungünstigen Verhältnisse und die Anpassungsfähigkeit dieser Formen eine zum Teil beträchtliche Vermehrung erlaubte, so finden wir besonders die Myophorien, Gervillien und Limen häufig zu wahren Haufwerken in den dolomitischen Sandsteinen angereichert. Es kommen daher in diesen Lagen plattig verwitternde Fossilbänke vor mit einem Reichtum an den eben erwähnten Formen, wie er dem Unteren Muschelkalk weiter nördlich ganz fremd ist. Dieser ist in der Gegend von Bayreuth geradezu als fossilarm zu bezeichnen.

Unter den Fossilien, von denen *Myoph. vulg.* v. Schloth., *M. laevigata* Alb., *M. cardissoides* v. Schloth., *Lima lin.* v. Schloth *Gervillia costata* v. Schloth., *Pecten laevigatus* v. Schloth., *Pecten discites* v. Schloth., *Natica gregaria* Goldf. die häufigsten sind, findet sich keine einzige Form, welche man stratigraphisch irgendwie verwerten könnte.

Ist die Unterste Fossilbank (Schicht A) zweifelsohne schon in den Unteren Muschelkalk zu stellen, so ist die stratigraphische Stellung der mächtigsten und fossilreichsten mittleren Lage (Schicht B) schon unsicherer, doch vermute ich, daß auch sie noch dem Unteren Muschelkalk angehört, da bei Kulmain noch einwandfrei dem Oberen Muschelkalk zugehörige, fossilführende, tonige Dolomite und dolomitische Mergel, der gesamten Mächtigkeitsverringerung entsprechend, erst beträchtlich höher über einer ganz ähnlichen fossilführenden dolomitischen Sandsteinlage auftreten. Die oberste, spärlich fossilführende Lage (Schicht C) gehört aber schon dem Oberen Muschelkalk an, da sie sehr spärlich *Lingula* und andere auch noch in der Lettenkohle vorkommende Fossilien enthält und außerdem die darüber folgenden sandigen Tone, schieferigen Sandsteine und eingelagerten tonigen Dolomitbänke der ganzen Entwicklung des obersten Oberen Muschelkalks bei Funkendorf und Eisersdorf entsprechen.

Inwieweit der Obere Muschelkalk auch an den Sandsteinen unterhalb der Schicht C beteiligt ist, läßt sich nicht feststellen, doch ist es wahr-

scheinlich, daß der obere Teil davon bereits in den Oberen Muschelkalk zu stellen ist.

Eine Grenze zwischen Oberem Muschelkalk und Lettenkohle ist ebenso wie bei Eisersdorf nicht mehr zu ziehen. Aller Wahrscheinlichkeit nach vertreten diese obersten, tonig-sandig-dolomitischen Schichten sowohl den obersten Oberen Muschelkalk als auch die Lettenkohle. Bei Tremmersdorf folgen bald darüber grobe ungeschichtete Arkosen des Unteren Gipskeupers (Benkersandstein).

Überblicken wir nun das ganze Eschenbacher Profil, so stellt sich heraus, daß, abgesehen von einer geringmächtigen unteren Fossillage und einer mächtigeren oberen Serie von fossilhaltigen, dolomitischen Sandsteinen, der ganze Untere und Mittlere Muschelkalk in einer mehr oder weniger einheitlichen, terrestren Arkosefazies entwickelt ist. Die Bezeichnung „Muschelsandstein" kann nur noch für die soeben erwähnten fossilführenden Lagen, namentlich die obere (über Schicht B), welche größere Mächtigkeit und mit dem typischen Muschelsandstein noch große Ähnlichkeit besitzt, angewandt werden.

Die hellen Arkosen, namentlich die unterhalb der Schicht B, bilden einen brauchbaren Bausandstein und werden in der näheren Umgebung von Eschenbach in zahlreichen Brüchen abgebaut, ebenso die ungefähr 4 m mächtigen, ganz ähnlichen, z. T. wohl schon dem Oberen Muschelkalk zugehörigen Arkosen unterhalb der obersten Fossilschicht C.

Es hat hier also die terrestre, grobsandig-arkosige Ausbildung durch den größten Teil des Muschelkalks bis in dessen oberste Stufe hindurchgegriffen, und die marine Muschelsandsteinfazies ist gegenüber der terrestren Arkosefazies bereits sehr zurückgedrängt. Nur während der Ablagerung des oberen Teiles des Oberen Muschelkalks und der Lettenkohle scheinen noch längere Zeit marine Flachwasser-, d. h. Küstenbedingungen geherrscht zu haben (fossilführende Dolomite, Steinsalzpseudomorphosen usw.), bis dann die terrestre Fazies des Benkersandsteins auch diese verdrängte.

Die liegenden Arkosen des Buntsandsteins müssen ohne Zweifel zu einem großen Teil als äolischer Entstehung aufgefaßt werden; ebenso ist für einen großen Teil der mächtigen Bausandsteine des Unteren und Mittleren, sowie eines Teiles des Oberen Muschelkalks aus den obenerwähnten Gründen eine ähnliche Deutung wohl am wahrscheinlichsten, worauf mich Herr Geheimrat Kaiser besonders aufmerksam machte. Man könnte sich das Ganze wohl am besten als ein weites, flaches, dünenbesetztes Küstengebiet vorstellen. Das Meer drang allmählich gegen das Flachland vor, doch nicht gleichmäßig, so daß nach einer kurzen und geringen

marinen Ingression, bei welcher die Unterste Fossilbank entstand, die Küstendünen wieder vordrangen und sich zu großer Mächtig-

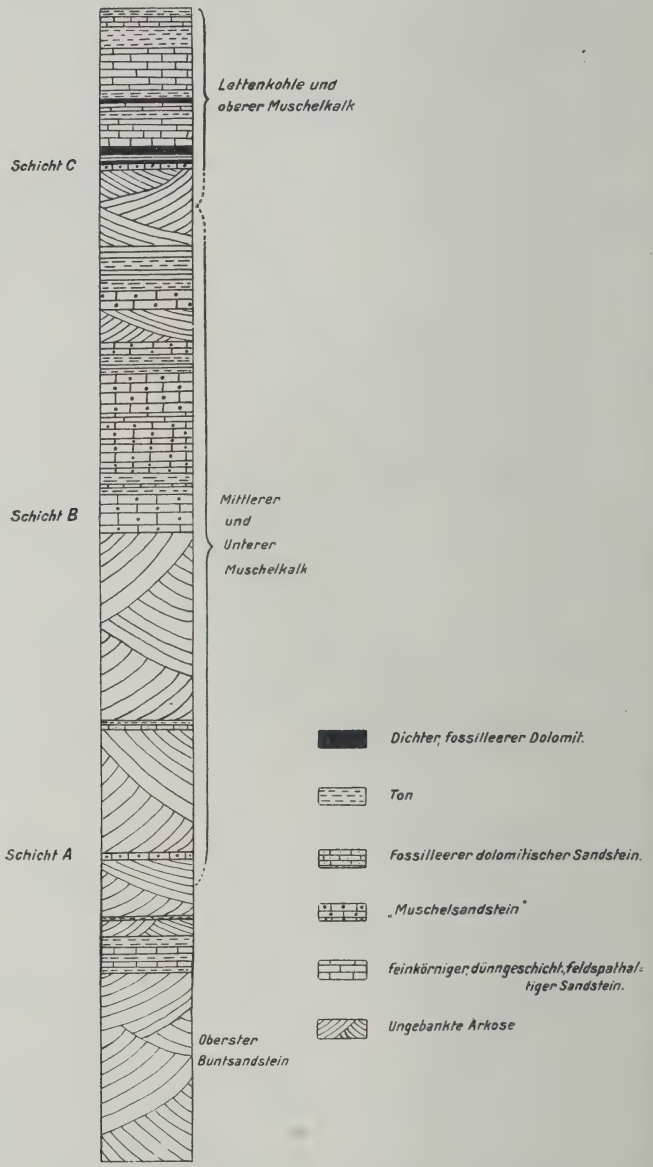


Fig. 1. Profil durch den Muschelkalk bei Eschenbach. (Etwa 1 : 400.)
Vgl. die Profilliste auf p. 321 u. f.

keit anhäuften. Dazwischen erfolgten torrentielle Regengüsse, welche den Dünensand z. T. verschwemmten und zahlreiche kleinere Wassertümpel bildeten, in denen unregelmäßige, geschichtete Lagen von Sand und Ton abgelagert, in die Pflanzenreste hineingeschwemmt wurden und in denen Estherien gedeihen konnten.

Wenn die meisten Pflanzenreste auch stark zerstückelt, schlecht erhalten und dickere Stiele am häufigsten sind, so daß man für diese wohl einen weiteren Transportweg annehmen muß, so kommen doch auch, namentlich in den Letten und auf den mit Glimmer- und Tonhäuten bedeckten Schichtflächen der dünnplattigen Sandsteine, recht gut erhaltene Abdrücke der feineren Pflanzenteile vor. Es ist daher wohl auch eine, wenn auch wohl nur geringe, autochthone, hier und da im feuchten Sande gedeihende Vegetation anzunehmen.

Dann drang das Meer wieder weiter vor und es wurde der typische Muschelsandstein des mittleren Fossilhorizonts abgelagert (Aufwühlung des Untergrunds, Rinnenbildung durch Gezeitenströmungen, Bildung von flachen Dolomitgeschieben usw.). Obwohl die Wasserbedeckung dieses Mal eine längere war, so drangen die terrestren Ablagerungsbedingungen doch wieder vor, und es bildeten sich über dem abgelagerten Muschelsandstein (umgelagerte, carbonatdurchtränkte Arkose) wieder dieses Mal schwächere Dünen, bis dann nach Eintreten der obersten Muschelkalkzeit das Meer wieder weiter vordrang und fossilhaltige tonige Dolomite und tonigsandige Schichten, allerdings in sehr flachem Wasser, (Steinsalzpseudomorphosen!) zum Absatz gelangten.

Inwiefern auch der Lothringische und linksrheinische Voltziensandstein im allgemeinen zeitlich dem Unteren Muschelkalk gleichzustellen ist, will ich unerörtert lassen, doch zweifle ich nicht daran, daß auch er wenigstens z. T. ein zeitliches Äquivalent des Unteren Muschelkalks ist.

(Schluß im folgenden Heft.)

Der Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmischen Masse.

Von

Traugott Wilhelm Gevers aus Krugersdorp, Transvaal,
z. Z. in München.

Mit Taf. XVII. XVIII, 5 dem Text beigefügten Profillisten und 4 Textfiguren.

(Schluß.)

B. Petrogenetischer Teil.

Im folgenden sollen nur einzelne der sediment-petrographisch bedeutsam erscheinenden Beobachtungen und sich daran knüpfende Fragen besprochen werden, besonders da mit der raschen Entwicklung der Sedimentpetrographie in den letzten Jahrzehnten auch die Literatur über die Bildungsgeschichte des deutschen Muschelkalks sich wesentlich vermehrt hat. Vor allem war es Reis, welcher sich am eingehendsten mit dem Muschelkalk befaßt hat, und dessen exakte und überaus mannigfaltige Beobachtungen eine wahre Fundgrube für die verschiedenartigsten Erscheinungen bilden (**44**). Auch G. und R. Wagner sammelten wertvolles Material. Von neuerer Literatur sind besonders die Arbeiten von v. Werveke, Götz, E. Wagner, Vollrath und E. Krauss erwähnenswert (s. Lit.-Verz.).

Die Oolithhorizonte des Muschelkalks (Trochitenschichten).

Das so oft behandelte und bis heute noch nicht völlig geklärte Problem der Oolithbildung soll hier nicht weiter erörtert werden, vielmehr soll nur das angeführt werden, was sich aus dem Zusammenauftreten mit anderen Gesteinskomponenten und den paläogeographischen Verhältnissen der Oolithvorkommen ergeben hat. Wie auch Vollrath betont, sind diese Verhältnisse von großer Bedeutung für die Oolithbildung überhaupt, denn durch einseitige, ausschließlich mikroskopische Untersuchungen wird sich das Problem kaum lösen lassen.

Recht interessante Schlüsse konnte Vollrath durch die Beobachtung der verschiedenen Faziesübergänge einiger Leithorizonte des Wellenkalkes, besonders der Terebratel- und Schaumkalkbänke, ziehen. Beide gehen von bestimmten Bezirken aus von der oolithischen Beschaffenheit über eine oolithisch-detritogene Ausbildung in detritogenen und kristallinen Kalk über (**62**, p. 258 und 262). Im Falle der Terebratelbänke ist die oolithische Ausbildung auf das

engere Meininger Gebiet beschränkt. Die Fazies des kristallinen, ockerporigen und dichten Kalks stellt sich im Gebiet der Eisfelder (im SO) und Geisaer Barre (im NW) ein, welche einen teilweisen submarinen Abschluß gegen das größere norddeutsche Binnenmeer bildeten. Das Gebiet von Meiningen stellt offenbar eine Art Meerenge zwischen den beiden submarinen Barren dar und die ausschließlich oolithische Ausbildung ist demnach auf diese Meerenge beschränkt, offenbar also an die Stellen stärkerer Strömung. In der Kronacher Gegend tritt nur noch die eine Terebratelbank in Gestalt einer geringmächtigen, schalenresteführenden, splitterigen Kalkbank auf. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse in der Ausbildung der Schaumkalkbänke. Im Meininger Gebiet, also im Gebiet der Meerenge, sind sie typisch oolithisch ausgebildet. Nach SO gehen sie allmählich in detritogenen Kalk und im Oberfränkischen Gebiet schließlich in Splitterkalk und endlich in tonreichen Dolomit über.

Es besteht demnach also ein Zusammenhang zwischen der Oolithbildung und den strömungsreichen submarinen Barren. Die oolithische Ausbildung ist im wesentlichen auf die strömungsreiche Meerenge zwischen diesen beschränkt, wohin die Strömung offenbar nicht stark genug war, von den Rändern her größere Massen von Schalen-Detritus zu verfrachten. Vollrath sieht demnach in der stärkeren Strömung einen wesentlichen Faktor für die Oolithbildung und sucht das eigentliche Entstehungsgebiet der Ooide in unmittelbarer Nachbarschaft der Barren, von wo aus sie in südwestlicher Richtung transportiert wurden und sich im Strömungsschatten, z. B. der Tauberbarre, zu besonderer Mächtigkeit ansammelten (**62**, p. 264). Daß zur Zeit der Ablagerung der Schaumkalke starke Strömungen geherrscht haben, beweisen die häufigen breiten Wellenfurchen auf der Oberfläche der Bänke, die häufige Diagonalschichtung, die dicken Schalen der Lamellibranchiaten und die häufigen, durch Aufarbeitung des Untergrundes entstandenen „Geschiebe" an der Basis.

Es scheint also, daß, wo die Strömung die größten mechanischen Zertrümmerungen hervorbrachte (detritogene Kalke) und deshalb auch wohl am intensivsten war, gleichzeitig auch die Kalkausscheidung am größten war. Hierfür bieten sich nun verschiedene Möglichkeiten. Man könnte z. B. annehmen, daß mehr oder wenig niedrig temperierte, kohlensäure- und daher kalkreiche Bodenströmungen in der Nähe der submarinen Barren oder bei zunehmender Verflachung mit Annäherung an die Küste, zum Aufsteigen gezwungen wurden, bei verringertem Druck höhere Temperaturen annahmen, Kohlensäure verloren, die Löslichkeit des Wassers für CO_2 verringert wurde und deshalb in erhöhtem Maße Kalk ausfiel; oder man könnte im Gebiet der submarinen Barren größere Anhäufungen von verwesenden organischen Substanzen, welche in erhöhtem Maße kalkausfällend wirkten, annehmen. Es würde sich dann hauptsächlich um Verwesungsfällungskalk im Sinne von Andrée handeln. Besonders bedeutsam für diese Fragen ist das häufige Zusammenvorkommen von Oolithen mit Seesinterkalken, welche zuerst von Reis in der Gegend von Würzburg nachgewiesen wurden und auf welche Vergesellschaftung Reis auf das nachdrücklichste hinwies.

Die einzigen wirklich oolithischen Gesteine kommen im Oberfränkischen Muschelkalk nur noch in den Unteren Trochitenschichten vor, und zwar hier bemerkenswerterweise nur in den während starker Strömungsperioden ab-

gelagerten Detritus-Kalken. Das ganze Gestein besteht vorwiegend aus grobem Schalen-Detritus, Ooiden mit den verschiedensten äußeren Formen und weniger zahlreichen, doch selten fehlenden Glaukonitkörnern.

Für starke Wasserbewegung, d. h. Bodenströmungen während der Ablagerung dieser Detritus-Kalke sprechen: die chemische Korrosion und Aufarbeitung der Liegendflur, „Geschiebe" an der Basis, die häufige Diagonalschichtung, die linsenförmige, häufig auskeilende Lagerung mancher Bänke und die Häufigkeit chersogener, klastischer Komponente. Splitterig-eckige Quarzkörner und hier und da einzelne Glimmerschüppchen sind im Detritus-Kalk verhältnismäßig häufig, während sie im blaugrauen Splitterkalk selten sind und im dichten blaugrauen Kalk nahezu ganz fehlen. Die Ooide werden selbstverständlich von der Strömung mitverfrachtet worden sein, da sie im Splitterkalk und im dichten Kalk aber nahezu ganz fehlen, so wird man ihre Entstehungsweise in ursächlichen Zusammenhang mit den Detritus-Kalken, d. h. mit der mechanischen Wasserbewegung bringen müssen.

Besonders bemerkenswert ist die oft innige Verknüpfung des Ooidkerns mit Glaukonit.

Mit dem zunehmenden Dolomitgehalt mit Annäherung an die Küste verschwinden die Oolithe allmählich. Die ausschließlich dolomitischen Trochitenschichten sind zwar stark umkristallisiert, so daß fast alle primären Strukturen vernichtet sind, und das Fehlen der Ooide wäre aus diesem Grunde schon leicht erklärlich. Es sprechen aber verschiedene Anzeichen dafür, daß das Nichtvorhandensein von Ooiden ein primäres ist. Schon in den weniger stark dolomitischen, noch vorwiegend kalkigen Gesteinen werden die Ooide sehr selten. Außerdem tritt der Glaukonitgehalt, mit dem die Ooide in den normal-kalkigen Schichten so innig verknüpft auftreten, ganz zurück. Auch die häufigen, durch metasomatische Verdrängung des Calcits, besonders der Schalenreste und der Ooide, entstandenen Hornsteine fehlen in den Dolomiten ganz. Es spricht dieses nicht nur für einen primären ursächlichen Zusammenhang in den Entstehungsbedingungen der Ooide, des Glaukonits und der Hornsteine, sondern, was besonders hervorzuheben ist, auch für die primäre Natur des Dolomits selbst.

Die Glaukonite des Oberen Muschelkalks.

Glaukonite treten im Oberen Muschelkalk in zwei getrennten Horizonten auf: in den oolithischen Gesteinen der Unteren Trochitenschichten, also nicht weit über der Unteren Grenze, und in den Glaukonitkalken (in der Bayreuther Gegend Glaukonitdolomiten) an der Grenze gegen die Lettenkohle.

Es werden hier, besonders in den Trochitenschichten, die meisten von den für die heutigen Bildungsbedingungen des Glaukonits geforderten Verhältnisse erfüllt: der Glaukonit ist ausschließlich an den Detritus-Kalk gebunden, welcher alle Anzeichen einer Ablagerung unter starken Strömungsverhältnissen besitzt. Die Sedimentation war eine außerordentlich langsame; Sedimentationsunterbrechungen sind eine häufige Erscheinung. Quarzkörner sind häufig und auch einzelne Glimmerschüppchen kommen vor. Die im S und SO liegende Landmasse des Böhmischen Massivs und des Vindelizicums besaß in reichlichem Maße kristalline Gesteine, und zwar, wie die Bestandteile der Arkose des Muschel-

kalks im unmittelbaren Küstengebiet vermuten lassen, vorwiegend Granit und Gneis. Es waren also in reichlichem Maße die zur Glaukonitbildung notwendigen terrigenen, eisenreichen und kalihaltigen Tonerdesilikate vorhanden. Die Entfernung von der Küste war nicht groß.

Nur in zwei Punkten scheint ein Widerspruch mit den heutigen Entstehungsbedingungen zu herrschen, nämlich in der wahrscheinlichen Tiefe und der Temperatur des Wassers im Muschelkalkmeer. Da das Eisen im Glaukonit als Ferrisilikat in der Oxydform und nicht der Oxydulform auftritt, ist für dessen Bildung ein hoher O_2-Gehalt erforderlich und seine Bildung ist dementsprechend heute im wesentlichen an von kalten, O_2-reichen Strömungen bespülten Gegenden des Meeresbodens geknüpft. Auch findet sich Glaukonit heute besonders dort, wo kalte und warme Strömungen sich mischen (z. B. Agulhas-Bank). (Man vergleiche die Angaben Hummel's über die heutigen Entstehungsbedingungen des Glaukonits. **30**.)

Wenn nun der Glaukonit heute auch an die im Vergleich zu den Ozeantiefen seichteren Gewässer gebunden ist, so scheint mir doch für das Muschelkalkmeer im Oberfränkischen Gebiet zur Zeit der Unteren Trochitenschichten, und besonders zur Zeit der Bildung der dolomitischen Glaukonitkalke, als Vorläufer des Umschlages der marinen in die limnisch-brackische Fazies der Lettenkohle geringere Tiefen erforderlich zu sein als die, innerhalb welcher heute Glaukonit vorkommt. Die von Hummel (**30**, p. 49 und 60) angegebenen Tiefen der verschiedenen glaukonithaltigen Grundproben schwanken im extremsten Falle zwischen 51 und 2323 m, doch kommen für weitaus die meisten nur Tiefen von über 100 m in Betracht.

Sind derartige Tiefen im Oberfränkischen Küstengebiet schon für die Unteren Trochitenschichten unwahrscheinlich, so erscheinen sie mir für die Ablagerung des dolomitischen Glaukonitkalks an der Grenze gegen die Lettenkohle, welcher unmittelbar von sandigen Dolomiten, sandigen Mergeln und dolomitischen Sandsteinschiefern mit Bonebedeinschaltungen überlagert wird, als ausgeschlossen. Schon zur Zeit der Ceratitenschichten ist das Meer als ein äußerst flaches anzusehen. Es erscheinen sogar zeitweilige Trockenlegungen bei Ebbe nicht ausgeschlossen. Ich verweise hier ganz besonders auf die Angaben E. Wagner's über die wahrscheinlichen Tiefenverhältnisse des Muschelkalkmeeres. Dieser nimmt für die verschiedensten Horizonte des Muschelkalks in der Gegend von Jena zeitweises Trockenliegen an und vergleicht gewisse, mit Schalenresten erfüllte Rinnen auf der Schichtoberfläche einzelner Kalkbänke mit den Prielen des Wattenmeeres (**68**, p. 428 und p. 392). Manche von seinen Angaben fand ich auch im Oberfränkischen Gebiet bestätigt.

Auch die Temperatur des Muschelkalkmeeres zur Zeit der Entstehung der Glaukonite möchte ich als wesentlich höher einschätzen, als für die heutige Bildung des Glaukonits zulässig ist. Hummel gibt als erforderliche Temperatur für die Bildung von echtem Glaukonit 3—15° an. Besonders die innige Verknüpfung des Glaukonits mit den Ooiden der Trochitenschichten, worauf schon hingewiesen wurde, scheint mir dagegen zu sprechen. Oolithe bilden sich heute nur in warmen Meeren, und außerdem ist es sehr unwahrscheinlich, daß ein kalter, CO_2- und O_2-reicher Bodenstrom, wie er heute zur Glaukonitbildung

erforderlich scheint, die reichliche Ausscheidung von Calcit in der Form von Ooiden und Seesinterkalken überhaupt gestatten würde. Bei den für die Ablagerung der ooid- und glaukonithaltigen Detritus-Kalke in Betracht kommenden Strömungsverhältnissen müßte er vielmehr kalkauflösend wirken. Außerdem erscheint ein so niedrig temperierter Bodenstrom und vollends eine so intensive Mischung von kalten und warmen Strömungen, wie z. B. auf der Agulhas-Bank, bei der Abgeschlossenheit des deutschen Muschelkalkmeeres und den Anzeichen für ein arides Klima auch zur Oberen Muschelkalkzeit, welche sich aus den feldspathaltigen Sandsteinen des unmittelbaren Küstengebietes im S ergeben, als völlig ausgeschlossen, zum mindesten sehr unwahrscheinlich.

Es kann in diesem Falle jedoch noch ein anderer Faktor von Bedeutung sein. Wenn auch der Glaukonit heute durchweg an kalte Strömungen und an Mischungsgebiete von kalten und warmen Strömungen gebunden ist, so gibt es doch auch einige Ausnahmen. So ist nach Collet und Lee ganz Australien, besonders aber die West- und Südküste von glaukonitischen Sedimenten umgeben. Die glaukonitartigen Mineralien der Arafurasee und der Umgebung der Philippinen entstehen in vollkommen warmen Meeresteilen. Hummel meint jedoch, daß es gar nicht mit Sicherheit nachgewiesen ist, daß es sich hier wirklich um echten Glaukonit handelt, denn es gibt halmyrolytische Silikate, welche mit dem Glaukonit äußerlich große Ähnlichkeit besitzen, aber in der chemischen Zusammensetzung von ihm abweichen (p. 58). Da eine aus wärmeren Meeresteilen (Torrestraße) stammende Glaukonitprobe einen wesentlich höheren Fe_2O_3-Gehalt, dagegen einen geringeren K_2O- und SiO_2-Gehalt aufwies, so schließt Hummel daraus, daß glaukonitähnliche Mineralien sich auch in wärmeren Gewässern bilden können, daß der echte Glaukonit aber durchaus an die bereits beschriebenen Verhältnisse, also an relativ kühles Wasser und an Mischungsgebiete kalter und warmer Strömungen, oder an das kühle Auftriebwasser gebunden ist. Die Zusammensetzung würde somit von der Bildungstemperatur abhängig sein. Normaler kalireicher Glaukonit soll bei Temperaturen zwischen 13—15° C entstehen. Bei höheren Temperaturen sollen sich dagegen Mineralien mit höherem Eisen- und geringerem Kieselsäure- und Kaligehalt bilden. Eine zuverlässige paläogeographische Verwertbarkeit des Glaukonits ist somit ohne genaue Analyse nicht möglich. Da die Glaukonitkörner häufig aber stark zersetzt sind und außerdem in den Trochitenschichten im Oberfränkischen Gebiet in inniger Verknüpfung mit dem Calcit der Ooide auftreten, so ist die Herstellung zuverlässiger Analysen sehr erschwert. Es wird dadurch die paläogeographische Verwertbarkeit des Glaukonits stark beeinträchtigt.

Nun handelt es sich aber im Falle der Glaukonite des Oberen Muschelkalks im Oberfränkischen Gebiet, wenigstens derjenigen an der Grenze gegen die Lettenkohle, um echten normalen Glaukonit und nicht um ein glaukonitähnliches Mineral mit höherem Eisen- und geringerem Kieselsäure- und Kaligehalt, wie sie Hummel aus wärmeren Meeresgebieten angibt. Zwei von Gümbel (**26**, Bd. II, p. 447) angeführte, von Dr. Haushofer angefertigte Analysen des Glaukonits aus diesem Gestein des Oberen Muschelkalks vom Bindlacher Berg bei Bayreuth ergaben folgende Resultate:

	Erste Analyse	Zweite Analyse
Kieselerde SiO_2 . . .	48,61	49,6
Tonerde Al_2O_3	7,05	6,94
Eisenoxyd Fe_2O_3 . . .	23,62	23,6
Eisenoxydul FeO . . .	3,51	3,03
Kali K_2O	5,83	5,73
Wasser	10,12	10,12
	98,75	99,03

Hieraus ist ersichtlich, daß sich der Fe_2O_3-, FeO-, Al_2O_3- und K_2O-Gehalt durchaus innerhalb der für den normalen Glaukonit gültigen Grenzen hält (Fe_2O_3: 15—30%; FeO: 1—3%; Al_2O_3: 1,5—7,0%; K_2O: 4—8%). Dagegen ergab nach Hummel (**30**, p. 59) die Analyse eines glaukonitartigen Minerals aus einem Warmwassergebiet (Torrestraße): Fe_2O_3: 39,93%; Al_2O_3: 13,02%; in beiden Fällen also wesentlich mehr als im normalen Glaukonit, während der SiO_2- (27,74%) und K_2O-Gehalt (0,95%) wesentlich geringer ist.

Der aus dem Bayreuther Gebiet stammende analysierte Glaukonit kann daher nur als echter, normaler Glaukonit bezeichnet werden. Nun stammt er aber aus dolomitischen Mergelkalken und Dolomiten der obersten Lage des Oberen Muschelkalks, in welchen sich zahlreiche Fischzähnchen und Fischschuppen eingebettet finden, und welche von sandigen, dolomitisch-mergeligen Bonebedlagen und den Mergeldolomiten der untersten Lettenkohle überlagert werden. Die betreffenden Schichten bahnen also schon den Umschlag der marinen Fazies des Oberen Muschelkalks in die limnisch-brackische der Lettenkohle an. Bei Lessau treten ungefähr 1 m über diesen hier ganz dolomitisch entwickelten glaukonitischen Bänken braune, dolomitische Sandsteine der Lettenkohle auf.

Es scheinen hier für die Bildung dieser Schichten geringere Tiefen als die, innerhalb welcher heute die Glaukonitbildung vor sich geht, unbedingt erforderlich zu sein. Jedenfalls ist man berechtigt, von im flachen Wasser entstandenen Küstensedimenten zu sprechen. Es können demnach die Bildungsbedingungen sowohl der rezenten als auch der fossilen Glaukonite noch nicht als völlig erforscht gelten. Es erscheint nach den obigen Ausführungen fraglich, ob die heutigen Bildungsbedingungen restlos quantitativ und qualitativ auf die früheren Verhältnisse übertragen werden dürfen. Es sind zweifelsohne wohl auch noch andere unbekannte Faktoren dabei wirksam gewesen.

Hummel sieht nun in dem Vorkommen von Glaukonit einen wichtigen Anhaltspunkt für die Beurteilung der vorzeitlichen Meerestemperaturen. Wenn er nun mit Semper (Das Klimaproblem der Vorzeit. Geol. Rundschau. 1910. Bd. I) annehmen möchte, daß zur Muschelkalkzeit ein boreales kaltes Meer nach Deutschland eingedrungen sei, so sind derartige Schlüsse in Anbetracht der obigen Ausführungen und besonders der innigen Verknüpfung von Glaukonit mit den Ooiden der Oolithe in den Trochitenschichten doch wohl immerhin als verfrüht zu betrachten.

Über die innige Verknüpfung von Glaukonit mit dem Calcit der Ooide in den oolithischen Trochitenschichten ist bereits be-

richtet worden. Gut erhaltene, tiefgrüne Glaukonitkörner sind sehr selten. Meistens ist der Glaukonit mehr oder weniger zersetzt und durch Eisenoxydhydrate bräunlich gefärbt. Sehr häufig tritt der Glaukonit nur als das meist trübe, calcitische Innere der die Ooide färbenden Substanz auf. Die Färbung ist meistens sehr unregelmäßig, manchmal nur auf die inneren Schalen beschränkt, häufig aber auch über das ganze Ooid verbreitet, selten nur auf die äußeren Schalen beschränkt. Hier und da treten aber auch echte, isotrope Glaukonitkörner als Kern auf, und in einem Falle bildete dieser sogar die äußere Hülle eines calcitischen Ooids, wurde aber nach außen wieder von einer dünnen calcitischen Hülle umgeben. Außerdem sind Ooide mit echtem Glaukonit hier und da in der inneren Calcitmasse versprengt nicht selten.

Arnold Heim (**27**, p. 23) hat bereits ähnliche Verknüpfungen von Glaukonit und Calcit aus den Assilinen-Grünsanden der Ostschweiz beschrieben. Er bezeichnet sie als Glauko-Calcitkörner. Hieraus und aus der meistens übereinstimmenden Korngröße von Glaukonit und Quarz in vielen Grünsanden, welche Erscheinung von Hummel durch eine Sonderung nach der Korngröße in bewegtem Wasser erklärt wird, der eckigen scharfkantigen Beschaffenheit der Quarzkörner und dem Fehlen von Glimmer und Feldspat zieht Heim folgende Schlüsse:

I. „Der Glaukonit ist nicht an den Ort der Gesteinszersetzung (Halmyrolyse) gebunden;

II. der Glaukonit ist ebenso chemisch-benthogen aus Lösungen ausgeschieden wie der Calcit."

Nach den Versuchen von Murray, Renard und Caspari ist kaum mehr daran zu zweifeln, daß der Glaukonit sich als ein Gel am Meeresgrunde ausscheidet. Es ist Caspari außerdem gelungen, den Glaukonit wieder in den Solzustand zu überführen, aus welchem er dann auch wieder ausgeflockt werden konnte (**30**, p. 51). Reis hat schon darauf hingewiesen, daß der fossile Glaukonit oft den Eindruck erweckt, als ob er flüssig gewesen sei (**30**, p. 51). Obschon Glaukonitsol bisher in den rezenten Meeressedimenten noch nicht beobachtet worden ist, so steht jedoch der Annahme nichts im Wege, daß diese häufig beobachtete pigmentäre Form des Glaukonits, z. B. in den calcitisch-glaukonitischen Ooiden der Trochitenschichten, durch Eindringen von Glaukonitsol in die Calcitmasse des Ooids entstanden ist. Cayeux nahm für dieses Pigment eine Zertrümmerung von körnigem Glaukonit an.

Diese Durchdringung des Calcits durch Glaukonitsol muß nun aber schon während der Entstehung der Ooide erfolgt sein, sonst

würde die Färbung sich nicht nur auf einige der konzentrischen Schalen beschränken, sondern das Ooid gleichmäßig durchdringen. Nun nimmt aber Glaukonit nicht nur als Pigment, sondern als echte, tiefgrüne, nur teilweise doppelbrechende Substanz an dem Aufbau der Ooide teil: als Kern, als innere und äußere Hülle, oder nur als unregelmäßige Einsprengung. Im ersteren Falle hat ein bereits vorhandenes, gewöhnliches Glaukonitkorn einfach als Kern eines Ooids gedient, genau so wie ein Schalenrest oder ein Quarzkorn. In den anderen Fällen muß es sich aber teilweise um abwechselnde, teilweise um gleichzeitige Ausscheidung von Glaukonit und Calcit aus einem Lösungsmittel, dem Meerwasser, gehandelt haben. Es ist somit anzunehmen, daß der Glaukonit als Sol gelöst war und dann aus der Lösung um Calcitooide herum oder gleichzeitig mit dem Calcit als Gel ausgeflockt wurde. Da ja der Calcit, oder vielmehr der ursprüngliche Aragonit, wahrscheinlich auch aus amorpher, gelförmiger Kalksubstanz hervorgegangen ist, steht dieser Annahme weiter nichts im Wege.

Ist der Glaukonit somit befähigt, als Sol in Lösung zu gehen, auf welche Art und Weise dieses auch immer geschehen mag, so braucht er natürlich nicht unbedingt an den Ort der Gesteinszersetzung gebunden zu sein, er wird vielmehr durch die Strömung auch fortbewegt werden und kann dann an anderen Stellen „chemisch-benthogen ausgeschieden werden wie der Calcit“ (Arnold Heim). Es fragt sich hier wieder nur, ob die Stabilität des Glaukonitsols eine genügende ist, um Verfrachtungen über größere Entfernungen vom Entstehungsort zu ertragen, und ob der Glaukonit nicht sehr rasch wieder ausgeflockt wird, also doch mehr oder weniger an den Ort der Gesteinszersetzung gebunden bleibt. Dieses zu entscheiden ist noch nicht möglich, doch erscheinen mir Weiterverfrachtungen des Glaukonitsols insofern unwahrscheinlich, als der Glaukonit, wenigstens in den Trochitenschichten des Oberfränkischen Gebiets, nahezu ausschließlich an die grobkristallinen Detritus-Kalke gebunden ist, welche einzig und allein terrigenes klastisches Material, wie Quarz und Glimmer, in irgendwie nennenswerter Menge aufweisen. Da diese außerdem noch den dichteren Kalken linsenartig eingelagert sind, ist es um so auffallender, daß der Glaukonit nur auf die wenig ausgedehnten linsenartigen Einschaltungen beschränkt bleibt. Freilich könnte man auch hier wieder einwenden, daß nur in den Detritus-Bänken, wo intensive

chemische Umlagerungen, wie Oolith- und Hornsteinbildung, vor sich gingen, die notwendigen Ausflockungsbedingungen für den Glaukonit in Gelform überhaupt erfüllt wurden.

Daß auch hier eine bestimmte Höchsttemperatur und Mindesttiefe erforderlich war, über die hinaus eine Glaukonitbildung nicht erfolgte, erhellt aus der Tatsache, daß der Glaukonit südlich von Lessau-Döberschütz fehlt, und auch die zuckerkörnigen, dolomitischen Trochitenschichten glaukonitfrei sind.

Die Hornsteine der Unteren Trochitenschichten.

Helle, weißlichgraue bis schwach braunrötliche, fleckige Hornsteinausscheidungen sind in den Unteren Trochitenschichten und zwar nicht weit über der Grenze gegen den Mittleren Muschelkalk weit verbreitet. Die schwärzlichen Hornsteinknollen treten in höheren Horizonten auf. Die hellen Hornsteine der untersten Trochitenschichten kommen nicht in der Gestalt von Knollen vor, sondern sind schichtähnlich den Detritus-Kalkbänken eingelagert und manchmal über 20—25 m verfolgbar. Besonders bemerkenswert ist, daß sie ausschließlich auf die grobkristallinen, ockerporigen Detritus-Kalke beschränkt sind. Besonders deutlich geht dieses in den die Flurenstruktur aufweisenden Detritus-Kalkbänken hervor. Es sind dieses Kalkbänke, welche aus einer unteren und oberen Flur eines hellgraublauen, dichten Kalks bestehen, während die Mitte von einem grobkristallinen, aus Schalen-Detritus zusammengesetzten Kalk gebildet wird. Letzterer führt häufig flache Geschiebe der Liegendflur, welche außerdem häufig eine von Bohrwürmern zernagte Oberfläche zeigt, an der Basis. In solchen Bänken tritt der Hornstein nur in der Mittleren Detritus-Lage auf und greift nie in den dichten oder splittrigen Kalk hinüber. Wo die Detritus-Lage sich verschmälert, schrumpft auch die Hornsteinlage zusammen und unterbricht sich manchmal auf kurze Erstreckung. Schwillt die Detritus-Lage an, wird gleichzeitig auch der Hornstein mächtiger und sendet manchmal mehr oder weniger parallel gerichtete Apophysen aus. Aber immer bleibt er an den grobkristallinen Detritus-Kalk gebunden.

Der Detritus-Kalk besteht u. d. M. hauptsächlich aus Schalenresten und rundlichen, meist getrübten und länglichen, aus einem länglichen Schalenrest mit calcitischer Hülle bestehenden Ooiden. Die Zwischenmasse ist sehr gering, trüb und tonig. Der Hornstein

weist nun u. d. M. ganz dieselbe Struktur auf und daher sein makroskopisch-fleckiges Aussehen, da die dichteren Bestandteile, wie z. B. die Ausfüllungsmasse von Schalen und vielen Ooiden, auch im verkieselten Zustand dunkler erscheinen. Die Grenze gegen den Kalk ist nie eine scharfe, vielmehr sendet der Hornstein Apophysen weit in die Calcitmasse hinein und unverkieselte Calcitpartien treten noch weit innerhalb der Hornsteinmasse auf.

Der Hornstein selbst besteht aus kryptokristalliner, aggregatpolarisierender Kieselsäure. Nur hier und da treten im Zentrum der klaren, ungetrübten Hornsteinmasse einzelne bereits kristallisierte, vollkommen doppelbrechende, quarzitische Partien auf. Diese fehlen den trüben Partien vollkommen, vielmehr erscheinen letztere u. d. M. bedeutend isotroper, d. h. die doppelbrechenden Individuen innerhalb der ganzen aggregatpolarisierenden Masse

Fig. 2. Hornsteinbildung in den Detritus-Kalken der unteren Trochitenschichten.

sind viel kleiner und an Zahl geringer als in der ebenfalls aggregatpolarisierenden Masse der klareren Kieselsäure. Mit anderen Worten, die Kristallisation ist in ersterer viel weniger weit vorgeschritten als in den aus ursprünglich weniger stark durch tonige Beimengungen verunreinigtem Carbonat entstandenen Kieselsäurepartien. Es läßt sich hierin eine deutliche Behinderung der Kristallisation durch die tonigen, kolloidalen Beimengungen des ursprünglichen Carbonats erkennen, wahrscheinlich weil sie eine Kornvergrößerung durch Sammelkristallisation verhinderten.

Auch beim Verkieselungsvorgang selbst tritt eine Behinderung der metasomatischen Verdrängung des Calcits durch die kolloidale Kieselsäure durch dieselben tonigen Verunreinigungen des Carbonats auf das deutlichste zutage. Die Verkieselung ergreift immer erst die klaren, gröber—kristallinen Massen, mit besonderer Vorliebe die z. T. wohl ursprünglich aragonitischen Schalenreste. Die vorauseilenden Apophysen der eigentlichen Hornsteinmasse halten sich demzufolge immer an Schalenreste oder an die klare,

kristallinere Masse mancher umgewandelter Ooide, während die stark trüben Ooide, die dichte Ausfüllmasse vieler Fossilschalen, ebenso wie das trübe, tonige Zwischenmittel selbst, erst viel später von dem Verkieselungsvorgang ergriffen wurden. Noch weit in die eigentliche Hornsteinmasse hinein treten noch vollkommen unverkieselte, derartige Partien auf. Die Grenzregion besteht somit aus einem innigen Gemenge von vorauseilenden Apophysen und rundlichen Butzen von Kieselsäure und zurückbleibenden Schollen und Resten des Calcits.

Die theoretische Erklärung dieses ganzen Verkieselungsvorganges liegt wie bei allen Metasomatosen einerseits im „Massenwirkungsgesetz“: der leicht lösliche Calcit und besonders der noch leichter lösliche Aragonit wird von der schwerer löslichen Kieselsäure verdrängt. Es läßt sich hiermit aber nicht die große Vorliebe der Kieselsäure gerade für Carbonate gegenüber noch leichter löslichen Verbindungen, wie z. B. Gips oder Kochsalz, erklären. Es ist daher schon oft der Gedanke geäußert worden, daß zwischen dem Carbonat und der Kieselsäure sich noch eine eigene chemische Fällungsreaktion abspielt. G. Fischer (**21**, p. 461) vermutet, „daß diese ‚Fällung‘ in einer Flockung des Sols durch die alkalische Reaktion des in Lösung gehenden Carbonates zu suchen ist“.

Da die trüben Calcitpartien viel feinkörniger sind als die Schalenreste, hätte man vielleicht entsprechend der durch die Oswald-schen Versuche festgestellten größeren Löslichkeit feinkörniger Aggregate erwarten können, daß die Verkieselung der feinkörnigeren Calcitpartien rascher vor sich gehen würde, als bei den gröberen Schalenresten. Das Umgekehrte ist aber der Fall. Es treten hier die tonigen Verunreinigungen der feinkörnigeren Grundmasse und Ooide in Kraft, indem die Tonkolloide eine Behinderung der Lösungszirkulation und damit der für die metasomatische Verdrängung notwendigen Diffusion der in Lösung gehenden Calcitione und des durch diesen Vorgang ausgeflockten Kieselsäuregels bewirken.

Stellt man sich die „Kontaktzone“ Calcit einerseits, Kieselsäuresol andererseits vor, so werden, entsprechend der einer Verfeinerung des Korns parallel gehenden größeren Löslichkeit, anfangs am Kontakt mit dem feinkörnigen Calcit mehr Calcitione in Lösung gehen als an der „Kontaktfläche“ mit den gröberen Schalenresten. Es werden die beigemengten Tonkolloide im ersten

Falle jedoch bald eine „Schutzhaut“ bilden, durch welche die Calcitione nur langsam, das Kieselsäuregel gar nicht diffundieren kann. Die freie Zirkulation der Lösung wird dadurch stark behindert und der ganze Vorgang der Metasomatose dementsprechend verlangsamt. Im Falle des gröberen, tonfreien Calcits kann jedoch ein freier Austausch von Calcitionen und ausgeflocktem Kieselsäuregel stattfinden und die metasomatische Verdrängung geht dementsprechend viel rascher vor sich.

Ist der Hornstein also durch metasomatische Verdrängung des Calcits durch Kieselsäuregel entstanden, so ist dieser Vorgang aber kein späterer, während und nach der diagenetischen Verfestigung der Gesteine erfolgter. Die Metasomatose ist nur insofern eine „sekundäre“, als bereits vorhandener Kalk in Lösung ging und sich dafür Kieselsäuregel absetzte, doch muß diese metasomatische Umwandlung z. T. schon syngenetisch während Perioden intensiver halmyrolytischer Vorgänge am Meeresboden erfolgt sein. Zum mindesten wurde die Kieselsäure dann schon zugeführt und nicht erst später durch zirkulierende Wässer. Wie bereits ausgeführt, tritt der Hornstein lagenweise (15—20 m Erstreckung) auf und ist ausschließlich an den aus Schalenresten und Ooiden bestehenden, glaukonitführenden Detritus-Kalk gebunden (Fig. 2), welcher sehr häufig nach unten und oben ohne Schichtfuge an eine Liegend- und Hangendflur von dichtem blaugrauen Kalk (physiologischer und Verwesungsfällungskalk) grenzt, d. h. Flurenstruktur aufweist. Der Detritus-Kalk ist ein durch Strömungen verfrachtetes Schalengemenge, worauf schon verschiedentlich hingewiesen wurde. Bedeutsam ist ferner der hohe Oolithgehalt fast aller Detritus-Bänke, welcher nahezu ausschließlich auf diese beschränkt ist. Von besonderer Bedeutung ist ferner der hohe, fast immer innig mit den Ooiden verknüpfte Glaukonitgehalt, welcher auf intensive halmyrolytische Vorgänge während dieser starken Strömungsperioden hinweist. Wie im vorigen Abschnitt bereits ausgeführt, ist nun mit einer weiten Verfrachtung des Glaukonitsols vom Entstehungsorte nicht zu rechnen, so daß die von Schalenhaufwerk bedeckten und von starken Strömungen gefegten Gebiete des Meeresbodens zur Zeit der Ablagerung der Trochitenschichten gleichzeitig als Gebiete intensiver halmyrolytischer Vorgänge gelten können, wo außer der Glaukonitbildung auch sonst noch chemische Umsetzungen in erhöhtem Maße vor sich gingen.

Es liegt nun sehr nahe, die ursprünglich amorphe Kieselsäure der Hornsteine auf das bei der Glaukonitbildung freiwerdende und in Lösung gehende Kieselsäuregel zurückzuführen, wie das Andrée für manche Hornsteine bereits getan hat. In unserem Falle liegt die Annahme außerordentlich nahe, denn derartige kontinuierliche Zusammenhänge wie das Gebundensein sowohl der Hornsteine als des Glaukonits an dieselben durch Strömungen verfrachteten Detritus-Kalke sind doch sehr auffällig. Bemerkenswert ist ferner, daß dort, wo die Trochitenschichten dolomitisch werden und schließlich aus einem zuckerkörnigen hellen Dolomit bestehen, derartige Hornsteinbildungen nirgends zu beobachten sind. Es spricht dieses nicht nur für irgendwelche primären Zusammenhänge in den chemischen Umsetzungen am Meeresboden, sondern auch für die primäre Natur des Dolomitgehalts in den küstennahen Sedimenten.

Die dolomitischen Gesteine des Muschelkalks im küstennahen Randgebiet.

Über den zunehmenden Dolomitgehalt vieler Gesteinskomplexe im Muschelkalk mit Annäherung an die Küste und die ausschließlich dolomitische Gesteinsbeschaffenheit einiger Horizonte im Küstengebiet wurde bereits im stratigraphischen Teil berichtet. Es wurden dort ferner auch schon die verschiedenen petrographischen Faziesübergänge für jeden einzelnen Horizont ausführlich beschrieben. Besonders wurde darauf hingewiesen, daß die dolomitische Ausbildung von der Basis aus mit zunehmender Küstennähe in immer höhere Horizont steigt, bis südlich von Bayreuth auch der Obere Muschelkalk davon ergriffen wird. Es werden also die ganzen Schichten, entsprechend der allmählichen, fortdauernden Extension des Muschelkalkmeeres, von der Dolomitfazies unter spitzem Winkel diagonal durchsetzt, um bei der darauf folgenden Regression des Meeres auch wieder unter spitzem Winkel die Oberen Ceratiten- und *Semipartitus*-Schichten zu durchsetzen, dieses Mal beckeneinwärts in immer höhere Horizonte steigend. Ich verweise hier besonders auf das Horizontalprofil auf Taf. XVII.

Zum besseren Verständnis und zur größeren Übersicht seien diese allmählichen Übergänge noch einmal kurz skizziert. Als räumlicher Maßstab für die Geschwindigkeit dieser Übergänge seien auch die Ortsnamen angegeben, wo die dolomitische Fazies in die je-

weiligen Stufen übertritt. Man vergleiche hier die tektonische Übersichtskarte auf Taf. XVIII.

In der Kronacher Gegend ist die gesamte Schichtfolge des Muschelkalks (mit Ausnahme des Mittleren) noch durchaus kalkig entwickelt. Nur an der Basis treten über den letzten bunten Letten des Röt einige helle, gelbliche, zuckerkörnige, fossilleere Dolomite und dolomitische Kalke auf. Es ist dieses die Region des gelben dolomitischen Grenzkalks und des „Wellendolomits". Die Gesamtmächtigkeit dieser Bänke beträgt ungefähr 1,5—2 m. Nach S werden die darüber folgenden, bei Kronach kalkig-mergeligen Schichten von unten aus immer toniger. Bei Lehental, ungefähr halbwegs zwischen Kronach und Kulmbach, treten nun an der Basis die ersten Sandsteinbänkchen, d. h. sandige Dolomitbänkchen über den untersten Grenzdolomiten auf. Diese greifen bei gleichzeitig zunehmendem Sandgehalt nach S immer höher, so daß bei Trebgast bei vollständig toniger Entwicklung des Unteren Wellenkalks bis zum Horizont der Terebratelbänke auch sandige Dolomitbänkchen und dolomitische, glimmerführende Sandsteinbänkchen bis zu diesem Horizont auftreten.

Es muß jedoch ausdrücklich betont werden, daß bis Tressau südlich von Weidenberg von einer sandigen, dem linksrheinischen „Muschelsandstein" entsprechenden Ausbildung des Unteren Wellenkalks überhaupt nicht die Rede sein kann. Die sandige Entwicklung des Unteren Wellenkalks in der Bayreuther Gegend ist bisher fast immer in übermäßiger, dem wirklichen Sandgehalt nicht entsprechender Weise betont worden. In der Bayreuther Gegend besteht der ganze Untere Wellenkalk bis zum Horizont der Terebratelbänke zum weitaus überwiegenden Teile aus dünnblätterigen, glimmerhaltigen Schiefertonen, hellgrauen Tonen und Mergeln, denen in sehr untergeordneter Weise dünne, fossilhaltige, bräunlichgelbe, dolomitische Sandstein- und sandige Dolomitbänkchen eingeschaltet sind. Eine derartige, den Tonen eingelagerte Bank vom Rodesberger Graben bei Bayreuth ergab nach einer von Reis angeführten (**46**, p. 17) Analyse von Dr. A. Spengel: Sand 34,69 %; lösliche Silikate 3,23 %; Kalk (Ca O) als Silikat 1,62 %; $Ca\,CO_3$ 34,77 %; $Mg\,CO_3$ 25,42 % (CO_2 28,56 %); Gips 0,42 % (SO_3 0,17 %).

Bei Trebgast nun sind auch die knolligen Schichten zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und der Unteren Schaumkalkbank, sowie diese selbst schon merklich dolomitisch. Die Schichten zwischen der Unteren und Oberen Schaumkalkbank sind hier noch kalkreicher, die *Orbicularis*-Schichten als Vorboten der dolomitischen Gesteine des Mittleren Muschelkalks jedoch schon dolomitisch und schwach sandig. Der Dolomitgehalt äußert sich dann immer mehr durch zuckerkörnig-kristalline Beschaffenheit, welche rasch auch auf die Schichten zwischen der Unteren Schaumkalkbank und den *Orbicularis*-

Schichten übergreift. Auch die letzteren werden dolomitischer und gleichzeitig stark sandig. Bei Weidenberg macht sich dann in diesem ganzen dolomitischen Komplex durch zunehmenden Tongehalt eine mergelige Beschaffenheit bemerkbar und die Kristallinität verschwindet. Die Schichtfolge geht über sandige Mergel und Tone schließlich in feldspathaltige Sandsteine und Arkosen über. Soweit marin, besitzen diese ein dolomitisches Bindemittel.

Ihrer großen stratigraphischen Bedeutung und technischen Nutzbarkeit im Unterfränkisch-Thüringischen Gebiet wegen seien die petrographischen Veränderungen der

Unteren Schaumkalkbank

hier etwas eingehender besprochen.

Der typische, durch die Auslaugung der Oolithe charakterisierte Schaumkalk der Meininger Gegend geht in südöstlicher Richtung durch zunehmenden Schalen-Detritus und abnehmenden Ooidgehalt allmählich in einen ockerigen Detritus-Kalk und schließlich durch Abnahme der Schalenreste in einen ockerporigen, kristallinen Splitterkalk über. Bei Kronach besteht der Horizont der Unteren Schaumkalkbank zum großen Teil aus graublauem, schwach ockerporigem Splitterkalk, welchem mindestens eine, meistens mehrere dünne, stark ockerporige, noch Ooide enthaltende Detritus-Kalkbänke eingeschaltet sind. Crinoidenstielglieder sind besonders häufig. Der ganze Horizont ist bis in die Kulmbacher Gegend noch durchaus kalkig und klastische Bestandteile sind sehr spärlich.

Bei Ködnitz sind Ooide schon recht spärlich und auch die Schalenreste nicht mehr in großer Anzahl vorhanden. Ein feinkristalliner Kalk wiegt vor. Das Gestein ist noch vorwiegend kalkig, färbt sich jedoch mit der Lemberg'schen Lösung nicht so rasch wie reine Kalke, auch bleiben hier und da kleine ungefärbte Partien in der Grundmasse übrig, welche demnach als vorwiegend dolomitisch betrachtet werden müssen. Bei Trebgast besteht die Bank aus einem grobkörnigen, allotriomorphen Aggregat (Calcit), welches keine organischen Strukturen mehr erkennen läßt. In der feinkörnigeren Grundmasse sind kleine, durch Eisenoxydhydrate braungefärbte, hypidiomorphe Dolomitrhomboederchen bereits nicht selten. Klastische, terrigene Komponenten fehlen meistens noch.

Am Oschenberg bei Laineck und Döhlau ist die Bank bereits stark dolomitisch, einzelne Trochiten kommen noch vor. Bräunliche, hypidiomorphe Dolomitrhomboeder sind in der feinkörnigeren Masse sehr zahlreich und das ganze Gestein färbt sich mit der Lemberg'schen Lösung nur noch sehr langsam. Kleine Quarzkörner sind bereits häufig. Am Osterberg bei Döhlau besteht die Untere Schaumkalkbank aus einem gelblichen, schwach bräunlichen, zuckerkörnigen Dolomit mit zahlreichen Quarzkörnern und gelblichbraunen bis grünlichen Tonlinsen.

Am Culm bei Weidenberg besteht die Bank nahe ihrem endgültigen Auskeilen aus einem braungefärbten, hypidiomorphen, dolomitischen Aggregat mit kleinen Quarzkörnern und nicht seltenen Muscovitschüppchen.

Es läßt sich also im Verfolgen der Unteren Schaumkalkbank von Ködnitz und Trebgast aus ein zunehmender Dolomitgehalt, und vom Oschenberg bei Bayreuth aus ein zunehmender Gehalt terrigener, klastischer Komponente: Ton, Sand (Quarz) und Glimmer, konstatieren.

Die Trochitenschichten.

Über dem in der Bayreuther Gegend noch wie in der normalen Entwicklung gleichmäßig dolomitisch-mergeligen, südlich von Weidenberg in dolomitisch-tonige Sandsteinbänke und schließlich in Arkose übergehenden Mittleren Muschelkalk folgen die bei Weidenberg und bei Entmannsberg am Kreussener Muschelkalkzug noch nahezu ausschließlich kalkig entwickelten Trochitenschichten. Es treten hier jedoch in der feinkörnigen, trüben Grundmasse zwischen den Trochiten und Schalenresten bereits kleine, braungefärbte Dolomitrhomboeder und auch sonst noch einige idiomorph begrenzte dolomitische Partien in sehr untergeordnetem Maße auf.

Bei Fenkensees, Döberschütz und Oberölschnitz erscheinen diese Gesteine makroskopisch schon als zuckerkörnige, helle Dolomite, in welcher u. d. M. noch einzelne sich mit der Lemberg'schen Lösung rasch färbende, klare, kristalline, wahrscheinlich von Schalenresten herrührende, calcitische Aggregate finden. Klastische Komponenten wie Quarzkörner und Glimmerschüppchen sind bereits sehr häufig.

Weiter südlich (Altenkünsberg, Seidwitz, Prebiz) bestehen diese Schichten aus einem ausschließlich dolomitischen, zuckerkörnig-kristallinen Gestein, welches reichlich Quarzkörner, auch einzelne Feldspäte (Orthoklas) und Glimmer führt. Außerdem finden sich vereinzelt Apatite und Zirkonkriställchen. Das ganze Gestein ist stark umkristallisiert und erscheint u. d. M. als ein grobkörniges, allotriomorph verzahntes Aggregat.

Weiter südlich (Biberswöhr, Funkendorf) tritt ein hoher Tongehalt hinzu und das Gestein besteht z. T. aus einem dichten, wenig umgewandelten, sandigen, stark tonigen Dolomit, in welchem hellbräunliche „Gerölle" eines Dolomitmergels mit Quarzkörnern anderer Größenordnung als in der Hauptmasse des Gesteins häufig sind; in den untersten Lagen aber schon aus dolomitischen Sandsteinbänkchen, sandigen dolomitischen Mergeln und sandigen Tonen. Durch zunehmenden Quarz- und Feldspatgehalt gehen dann auch diese Schichten in sandige Tone, feldspathaltige Sandsteine und Arkosen über.

Die Unteren Ceratitenschichten,

mit welchen der Obere Muschelkalk in der Bayreuther Gegend schon abschließt, sind bis Lessau, Weidenberg und Döberschütz noch normal kalkig entwickelt. Spinose Ceratiten sind noch sehr zahlreich. Bei Fenkensees gehen auch diese Schichten in feinkörnig-kristalline und dichte, mergelige, graue Dolomite über. Die Ceratiten verschwinden ganz. Am Kreussener Muschelkalkzug treten bis Oberölschnitz noch aus dem normalen, dichten, blaugrauen Kalk

bestehende Steinkerne spinoser Ceratitenarten auf. Südlich davon gehen diese Schichten in hellgelbliche, dichte, stark tonige und schwach-sandige Dolomite und dolomitische Mergel über (Funkendorf). Gleichzeitig macht sich von obenher ein starker Sandgehalt bemerkbar. Noch weiter südlich (Eisersdorf, Eschenbach) bestehen diese Schichten aus von der Lettenkohle nicht mehr zu trennenden hellgrauen, sandigen Tonen, feldspathaltigen, schieferigen Sandsteinen und einzelnen eingelagerten dichten, mergeligen Dolomiten.

Das Muschelkalkmeer erreichte also ungefähr zur Zeit der Ablagerung der spinose Ceratiten führenden Schichten dicht unterhalb der *Cycloides*-Bank hier am Rande der Böhmischen Masse seine größte Ausdehnung. Damit war die allmähliche und fortdauernde Transgression des Muschelkalkmeeres beendigt. Es trat dann der ebenfalls allmähliche, rückläufig fortschreitende Rückzug des Meeres ein. Die küstennahen dolomitischen, tonigen und schließlich sandigen Fazies schoben sich der Reihe nach wieder beckeneinwärts vor. Die dolomitischen Gesteine des Oberen Muschelkalks (glaukonitischer Grenzdolomit) an der Basis der Lettenkohle steigen dementsprechend nach N stetig an und greifen in immer höhere Horizonte über, wie dieses bei der Beschreibung dieser Grenzschichten im stratigraphischen Teil schon ausführlich beschrieben wurde.

Es findet somit in allen Schichten eine Zunahme des Dolomitgehalts mit der Annäherung an die Küste statt. U. d. M. ließ sich deutlich feststellen, daß mit dem zunehmenden Dolomitgehalt in fast allen Fällen auch gleichzeitig der Gehalt an terrigenen, klastischen Komponenten, wie Quarz, Apatit, Zirkon, Feldspat und Glimmer, zunimmt. Die Anreicherung des Magnesiumcarbonats geht also mit der Versandung Hand in Hand. Bemerkenswert ist, daß mit der Magnesiaanreicherung die klastischen Komponenten nicht nur quantitativ zunehmen, sondern auch größere Mannigfaltigkeit aufweisen. Es stellen sich Apatit und Zirkon, also die verhältnismäßig schweren Bestandteile, in den Trochitenschichten erst ein, nachdem das ganze Gestein bereits ausschließlich dolomitisch ist. Glimmer und Quarzkörner treten dagegen bereits spärlich in den vorwiegend kalkigen, reichlich aber erst in den vorwiegend dolomitischen Gesteinen auf.

Man könnte vielleicht hiergegen einwenden, daß diese Erscheinung auch durch eine erhöhte Zufuhr von klastischen Bestandteilen vom Lande her bedingt sein könnte, welche die küstennahen Sedimente weiter ins Meer hinein projizierte, und daß man

aus dem zunehmenden Sandgehalt gar nicht auf Küstenannäherung zu schließen brauchte. So richtig dieses an und für sich auch ist, so kommt es für die uns hier beschäftigenden Verhältnisse nicht in Betracht. Es wurde bereits über die übergreifende Lagerung der verschiedenen Fazies und das Höhersteigen der verschiedenen Faziesgrenzen in immer höhere Horizonte nach S ausführlich berichtet und auf die daraus zu folgernde allmähliche Extension des Muschelkalkmeeres hingewiesen. Es handelt sich also nicht um erhöhte Sand- und Tonzufuhr zur Zeit des Unteren Wellenkalks, welcher die tonig-sandige Ausbildung weit ins Meer hinein projizierte und um eine sich allmählich abschwächende Zufuhr dieser Komponenten, welche das südwärts stetige Höhergreifen dieser Ausbildungen bedingte, sondern um eine tatsächlich größere Küstennähe zur Unteren Wellenkalkzeit und um deren ständige Verschiebung nach S bis zur Mittleren Oberen Muschelkalkzeit, als sich das Meer wieder zurückzog und die Küste sich wieder fortdauernd ins Beckeninnere vorschob.

Diese großen kontinuierlichen Zusammenhänge sprechen unbedingt für die primäre Natur des Magnesiagehalts wenigstens in seiner Anlage. Es sollen damit natürlich keineswegs spätere diagenetische Umwandlungen, wie z. B. die Anreicherung des $MgCO_3$-Gehalts durch Auslaugung eines Teiles des ursprünglichen Calcits oder auch Wanderungen magnesiahaltiger Lösungen innerhalb des Gesteinsverbandes und die damit verbundene Pseudomorphosierung von aragonitischen und calcitischen Schalenresten usw., geleugnet werden. Spätere, sekundäre Dolomitisierungen haben zweifelsohne stattgefunden, doch soll darauf erst später eingegangen werden. Für eine sekundäre Anreicherung des Magnesiagehalts durch Auslaugung von Calcit oder Aragonit ist jedenfalls das Vorhandensein eines, wenn auch noch so geringen, anzureichernden Magnesiagehalts die notwendige Vorbedingung und somit auch in diesem Falle die primäre Anlage des Dolomits unbedingt erforderlich.

Von einer ausschließlich sekundären Dolomitisierung auf diagenetischem Wege und gar vollends durch magnesiaführende Wässer kann in unserem Falle an Hand der großen regionalen Zusammenhänge und der innigen Verknüpfung des Dolomites mit den anderen faziellen Randausbildungen überhaupt nicht die Rede sein. Da aber auch heute noch derartigen Dolomitisierungsvorgängen trotz

der Versuche von Linck (**35**) und den gegenteiligen Ansichten über die primäre Dolomitbildung, wie sie von Linck und Philippi vertreten wurden, eine viel zu große Bedeutung beigemessen wird und diese auch für die dolomitische Beschaffenheit mancher Muschelkalkgesteine in anderen küstennahen Gebieten verantwortlich gemacht worden sind, so sei hier nochmals darauf eingegangen.

In dem linksrheinischen Oberen Muschelkalk geht die normale tonigkalkige Ausbildung der Gesteine nördlich des Lothringer Hauptsattels in eine dolomitische über (**22**, **23**, **70**, **71**, **72**). Während die Ceratitenschichten am Südrande der Ardennen eine gleichmäßige, dolomitische Beschaffenheit aufweisen und nach Götz mehr oder weniger unverändert auskeilen (**22**), nimmt der Magnesiagehalt der aus einem dolomitischen Kalk bestehenden Trochitenschichten nach demselben Autor mit Annäherung an die Küste beständig zu. „Mit der Versandung geht eine Anreicherung des Magnesiacarbonates Hand in Hand; es erscheint also hier der untrügliche Beweis gegeben zu sein, daß eine Dolomit- bzw. dolomitische Kalkbildung primär möglich ist" (**22**, p. 368). Götz faßt seine auf Analysen gestützten Ergebnisse im Sinne Linck's in folgenden Worten zusammen: „Die dolomitischen Kalke der Trochitenschichten am Südrande der Ardennen sind als aus gemischten Magnesium- und Kalksalzlösungen (Meerwasser), durch kohlensaure Salze (Alkalien, Ammonium) bei reichlicher Gegenwart von freier Kohlensäure (Verwesungsvorgänge in Lagunen) direkt gebildet anzusehen, wobei um so mehr Dolomit entsteht, je näher die Küste ist" (**22**, p. 369). Den scheinbaren Widerspruch der gleichmäßigen Verteilung des Dolomits im Falle der Ceratitenschichten erklärt Götz durch die Annahme, „daß das Meer zur Zeit der Ablagerung der *Nodosus*-Schichten am Südrande der Ardennen mehr den Charakter eines abgeschlossenen Meeresteiles angenommen, indem sich die zur Dolomitisierung nötigen Substanzen gleichmäßiger verteilen konnten" (**22**, p. 369).

v. Werveke (**71**, p. 138) suchte nun die Erscheinung der allmählichen Zunahme des $MgCO_3$-Gehalts in den Gesteinen der Trochitenschichten abzuschwächen, indem er durch einige Analysen nachwies, daß „neben calcitarmen auch calcitreiche Gesteine vorkommen", denn es zeigen einige Gesteine von der Küste entfernter gelegenen Punkten einen geringeren Kalküberschuß und damit höheren Magnesiagehalt als küstennahe. Götz bemerkt hierzu (**23**, p. 140), daß selbstverständlich auch in nächster Nähe der Küste unter den erforderlichen Voraussetzungen, etwa durch Anhäufung von Muschelschalen, calcitreichere Gesteine und durch besondere Umstände küstenferner magnesiareichere Gesteine entstehen können. „Das ändert aber nichts an meiner Behauptung, daß Dolomit eine küstennahe Bildung ist und mit Annäherung an die Küste stärker ausfällt" (**23**, p. 140).

Daß diese Erklärung zutreffend ist, konnte ich im Falle der *Orbiculari*-Schichten in Oberfranken beobachten. Schon bei Weidenberg bestehen diese ausschließlich aus hellgelblichen bis bräunlichen, dolomitischen Sandsteinen und sandigen Mergeldolomiten

mit vielen *Orbicularis*-Steinkernen. Bei Göppmannsbühl ist die Beschaffenheit eine ganz ähnliche, nur hat der Sandgehalt bereits stark zugenommen. 2 km weiter südlich zwischen Heidenaab und Wirbenz tritt plötzlich in den sandig-dolomitischen *Orbicularis*-Schichten eine dünne Bank auf, welche nahezu ausschließlich aus Schalenresten dieser Muschel besteht und zwar von so kalkiger Beschaffenheit, daß das Gestein mit verdünnter Salzsäure aufbraust. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine Zusammenschwemmung von Schalen der *Myophoria orbicularis*, welche gegenüber der dolomitischen Grundmasse so überwiegen, daß die ganze Bank vorwiegend calcitisch ist. Es ist dieses gleichzeitig auch ein deutlicher Beweis für die primäre Natur des Dolomits als Ausfällungsprodukt aus dem Meerwasser, da bei einer ausschließlich sekundären Dolomitisierung durch magnesiahaltige Lösungen eine derartige Wechsellagerung von dolomitischen und calcitischen Gesteinen unerklärlich wäre, besonders da die aus kristallinem Calcit bestehenden Schalenreste viel leichter und rascher hätten chemisch umgewandelt werden müssen, als das feinkörnige, durch tonige Beimengungen stark verunreinigte Carbonat der Sandsteinbänkchen. Wo z. B. in den dolomitischen Trochitenschichten sekundäre Umwandlungen stattgefunden haben, sind es besonders die Schalenreste, welche in hohem Grade dolomitisiert worden sind.

v. Werveke hat in verschiedenen Arbeiten (**70**, **72**, zuletzt **71**) die Anschauung vertreten, daß „nicht die größere oder geringere Menge des Fällungsmittels, noch die Art seiner Verteilung" für die Bildung von Dolomit ausschlaggebend ist, sondern „die Erklärung der Dolomitbildung muß in der Zufuhr des Bestandteiles gesucht werden, der den Dolomit von den Kalken unterscheidet". Hierfür macht v. Werveke nun magnesiahaltige Mineralquellen verantwortlich, welche auf Klüften und Spalten aus der Tiefe durch das Gestein emporstiegen.

Wenn ich nun keineswegs sekundäre Umwandlungen, wie die Dolomitisierung ursprünglich aragonitischer oder calcitischer Organismenreste, in den dolomitischen Gesteinen des Muschelkalks bestreiten will, diese haben vielmehr stattgefunden, so muß ich jedoch der Ansicht v. Werveke's über die Zufuhr des Magnesiagehalts durch Mineralquellen in Anbetracht der großen regionalen Zusammenhänge auf das entschiedenste widersprechen. Meine Untersuchungen im Randgebiet der Böhmischen Masse zwingen mich vielmehr mit Götz die Ursache des Dolomitgehalts, wenigstens seiner Anlage nach, in der primären Ausscheidung von Magnesium-

carbonat aus dem Meerwasser zu suchen. Es sei jedoch gleich im voraus bemerkt, daß ich die Hauptursache der Magnesiumcarbonatfällung nicht wie Götz in einer Anreicherung des Fällungsmittels im flachen Küstengebiet, sondern in einer Anreicherung der Magnesiumionen mit Bezug auf die Konzentration der Calciumionen im küstennahen Flachseegebiet des Muschelkalkmeeres erblicke.

Schon allein die Tatsache, daß dieselbe Erscheinung in zwei so weit getrennten Randgebieten, wie das Oberfränkisch-Oberpfälzische im NW der Böhmischen Masse und dasjenige am Südrand der Ardennen, auftritt, läßt eine so lokal begrenzte Ursache wie die Dolomitisierung durch Mineralwässer als sehr unwahrscheinlich erscheinen. Man wird daraus vielmehr an irgendwelche gemeinsame spezifische Vorgänge während der Sedimentation in den flachen Küstengebieten denken müssen.

Bei zweifellos feststehenden Fällen von Metasomatose des Kalks in Dolomit durch Mineralwässer sind diese immer nur lokale, örtlich eng begrenzte Erscheinungen. Beispiele davon sind zu allgemein bekannt, als daß darauf weiter eingegangen zu werden brauchte.

Im Oberfränkischen Gebiet grenzt nun der Muschelkalk und der darunter liegende Buntsandstein auf größere Strecken unmittelbar an die große Randspalte und damit an das Urgebirge. Auch wo der darüber liegende Keuper unmittelbar an das Urgebirge grenzt, ist der Muschelkalk doch selten mehr als einige Kilometer von der Randspalte entfernt. Die übrigen schmalen Muschelkalkzüge verdanken ihre Heraushebung ebenfalls hercynisch gerichteten größeren oder kleineren Verwerfungen. Die Möglichkeit zum Empordringen von Mineralwässern wäre somit im ganzen Gebiet in ausgezeichneter Weise gegeben. Dolomitische Gesteine treten aber mit Ausnahme der ohne Zweifel primären gelben Grenzdolomite an der unteren und den ebenfalls primären dolomitischen Gesteinen an der oberen Grenze des Muschelkalks gegen die Lettenkohle im N nicht auf.

Nun steigt aber die dolomitische Entwicklung von der unteren Grenze, von den gelblichen Grenzdolomiten an der Basis aus, südwärts in immer höhere und von der oberen Grenze aus in immer tiefere Horizonte. Es tritt daher eine Wechsellagerung von kalkigen und dolomitischen Gesteinen auf. Die sonstige Gesteinsbeschaffenheit spielt dabei keine Rolle. v. Werveke führt (**69**, p. 196 und **71**, p. 136) aus der Arbeit von Michael (**36**) über die Oberschlesischen Erzlagerstätten betreffs der sekundären Dolomitisierung des Muschelkalks durch Mineralwässer folgendes aus: „Die Umsetzung ging von den vorhandenen wasserreichen Spaltenzügen aus. Doch verhielten sich die Kalke verschieden; die tonigen

Schichten widerstanden der Einwirkung der Gewässer, die porösen Schaumkalke wurden in hohem Grade verändert.“ Diese Tatsache ist nicht weiter verwunderlich, sondern ein derartiges Verhalten der verschiedenartig zusammengesetzten Kalke ist angesichts der im vorigen schon verschiedentlich beschriebenen ausgeprägten Behinderung sekundärer chemischer Umsetzungen durch die beigemengten tonigen Verunreinigungen des Kalks durchaus nicht anders zu erwarten. Die beigemengten Tonkolloide behindern dabei in äußerst wirksamer Weise die freie Lösungszirkulation und die freie Diffusion der Ionen.

Ein ähnliches Verhalten der Gesteine macht sich auch im Oberfränkischen Gebiet bemerkbar, jedoch nur bei den geringfügigeren sekundären Umwandlungen, auf die noch zurückgekommen werden soll. Für die Dolomitverteilung im großen und ganzen kommt jedoch ein derartiger Einfluß der Gesteinsbeschaffenheit nicht in Frage. Der Dolomitgehalt stellt sich vielmehr zuerst in den tonigkalkigen und in der Bayreuther Gegend fast ausschließlich tonigen Gesteinen des Unteren Wellenkalks ein. Diese Schichten weisen schon einen hohen Dolomitgehalt auf, besonders in den sandigen Bänkchen, während die darüber liegenden Knollen- und Wellenkalke, Fossilkalke und porösen Schaumkalke noch ganz kalkig entwickelt sind. Sodann greift die dolomitische Ausbildung in die vorwiegend knollig-kalkigen Schichten zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und der Unteren Schaumkalkbank über, während gleichzeitig auch die *Orbicularis*-Schichten dolomitisch und sandig werden. Bei T r e b g a s t hat man dann die Erscheinung, daß zwischen den kristallinen dolomitischen Gesteinen der Unteren Schaumkalkbank und den liegenden Schichten einerseits, den dolomitisch-mergelig-sandigen *Orbicularis*-Schichten andererseits noch ein nur wenige Meter mächtiger Komplex vorwiegend kalkiger Gesteine, nämlich zwischen der Unteren und Oberen Schaumkalkbank auftritt. Eine derartige Wechsellagerung von dolomitischen und kalkigen Gesteinen, und zwar derselben Beschaffenheit nach Korngröße und tonigen Beimengungen, wäre bei einer sekundären Dolomitisierung durch magnesiahaltige Mineralwässer schwer verständlich.

Ganz ähnliche Verhältnisse sind im Oberen Muschelkalk zu beobachten. Von O b e r ö l s c h n i t z bis Seidwitz liegen über den bereits aus einem hellen, z. T. grobkristallinen, zuckerkörnigen

Dolomit bestehenden Trochitenschichten noch die aus dem typischen blaugrauen, dichten Kalk bestehenden Schichten mit *Cer. evolutus* und *spinosus*, welche ihrerseits wieder von den tonig-dolomitischen Gesteinen nahe der Lettenkohlengrenze überlagert werden. Bei Lankendorf und Lessau treten unmittelbar über diesen kalkigen Spinosuschichten mehrere grobgebankte, zuckerkörnig-kristalline, glaukonitische Dolomitbänke mit *Cer. similis* und *enodis* auf. Auch hier können höhere oder geringere Tonbeimengungen nicht für derartige scharfe Gegensätze verantwortlich gemacht werden, vielmehr sprechen diese in untrüglicher Weise für die primäre Natur des Dolomitgehalts.

Wäre die Dolomitisierung ausschließlich sekundär und eine ganz lokale Erscheinung zufällig hier im küstennahen Randgebiet, so müßte sie in vertikaler Richtung eine viel gleichmäßigere sein und es hätten einzelne zwischengelagerte Schichtkomplexe von ähnlicher Beschaffenheit betreffs Kristallinität und Tonbeimengung nicht ganz von ihr verschont bleiben können. Andererseits müßte bei einer Dolomitisierung durch auf Klüften aufsteigende Mineralwässer der Dolomitgehalt in irgend einem Zusammenhang mit den Spalten stehen, was nicht der Fall ist, und es müßten sich in horizontaler Richtung mit zunehmender Entfernung von den Spalten irgendwelche Veränderungen im Dolomitgehalt bemerkbar machen.

Will man nun andererseits den Dolomitgehalt ebenfalls sekundär auf eine auf diagenetischem Wege erfolgte Anreicherung des Magnesiumcarbonats durch zirkulierende Wässer zurückführen, so bieten sich, abgesehen davon, daß für einen derartigen Vorgang ein ursprünglicher, primärer Magnesiumcarbonatgehalt die notwendige Vorbedingung ist, dieselben Schwierigkeiten. Vor allem wäre die nicht gleichmäßige Verteilung des Dolomitgehaltes und dessen allmähliche Zunahme mit Annäherung an die Küste auf diese Weise nicht zu erklären. Es müßten dann die den größten Gehalt an leicht löslichen, ursprünglich z. T. aragonitischen Organismenresten zeigenden, kristallineren, tonarmen und tonfreien Schichten den höchsten Dolomitgehalt aufweisen. Dieses ist, wie oben dargetan wurde, keineswegs der Fall und die Wechsellagerung von dolomitischen und kalkigen Gesteinen läßt auch diese Anschauung hinfällig erscheinen. Es wäre außerdem dann auch gerade in den ausgelaugten Gesteinen des Schichtverbandes ein hoher Dolomitgehalt zu suchen.

Am schlagendsten beweisen die ockerporigen, ausgelaugten, zum großen Teil aus Schalenhaufwerk bestehenden Fossilbänke und die Schaumkalkbänke des Wellenkalks das Gegenteil. Während der Dolomitgehalt im unteren Wellenkalk bereits ein hoher ist, sind diese über dem Horizont der Terebratelbänke auftretenden Bänke noch durchaus kalkig. Bei Trebgast ist die untere Schaumkalkbank bereits dolomitisch, während die Obere, aus demselben kristallinen, splittrigen, ockerporigen Kalk bestehend, wie auch die Untere Schaumkalkbank weiter nördlich, noch vorwiegend kalkige Beschaffenheit zeigt. Auch sind die Schaumkalkbänke an und für sich ein schlagender Beweis gegen die obige Auffassung. Diese müßten im nördlichen, dolomitfreien Gebiet eigentlich den größten Dolomitgehalt aufweisen, da sie hier noch zum großen Teil aus ausgelaugten Schalenresten, Crinoidenstielgliedern und Ooiden bestehen, und das aus dem Meerwasser ausgefällte, dichte Zwischenmittel zurücktritt. Die Auslaugung war hier am intensivsten und damit die Bedingungen für die Magnesiaanreicherung am günstigsten. Statt dessen sind die Schaumkalkbänke durchaus kalkig und der Dolomitgehalt ist ein verschwindend geringer. Erst mit dem Zurücktreten der leicht löslichen und auslaugbaren Schalenreste und der Zunahme des chemisch aus dem Meerwasser gefällten Zwischenmittels steigt auch der Dolomitgehalt. Es wird dadurch der Beweis geliefert, daß der Magnesiagehalt ein primärer, direkt aus dem Meerwasser ausgeschiedener Bestandteil ist, und daß er mit zunehmender Küstennähe in stärkerem Maße ausgeschieden wurde. Da der Kalk- und Dolomitgehalt unter sich in einem bestimmten Verhältnis zu der Küstennähe stehen, so sind beide auch wohl auf dieselbe Ursache zurückzuführen, nämlich auf direkte Ausfällung aus dem Meerwasser. Hierbei ist natürlich von Beimengungen von Schalenresten usw. abzusehen.

Ist somit der Dolomitgehalt der ganzen Schichtserie ein primärer, so sind doch innerhalb der verschiedenen Schichten im Gesteinsverbande in mehr oder weniger geringerem Maße sekundäre, auf diagenetischem Wege erfolgte Dolomitisierungen durch die Zirkulation magnesiahaltiger Lösungen erfolgt. Bei diesen sekundären, diagenetischen Umwandlungen tritt nun der von VAN WERVEKE angeführte Faktor in Erscheinung: die durch tonige Beimengungen wenig oder kaum verunreinigten Schichten und solche, welche noch in größeren Mengen Schalenreste und Tro-

niten führen, sind durch die späteren diagenetischen Vorgänge m meisten betroffen und am stärksten verändert worden. Dieses rifft besonders für die Trochitenschichten und für den „dolomiti-chen Wellenkalk", d. h. die Schichtfolge zwischen dem Horizont er Terebratelbänke und den *Orbicularis*-Schichten, die einzige chichtserie, welche im Bayreuther Gebiet noch irgendwie Ähn-chkeit mit dem wulstig-knolligen Wellenkalk besitzt, zu.

Die diagenetischen Vorgänge äußern sich im wesentlichen in er allgemeinen Umkristallisation der Gesteine, der Anreicherung es primären Dolomitgehalts durch Auslaugung des beigemengten eichter löslichen Calcitüberschusses, der Dolomitisierung der ur-prünglichen calcitischen oder aragonitischen, organogenen Be-tandteile, wie Schalenreste und Crinoidenstielglieder, und endlich n der allgemeinen Auslaugung des Carbonatgesteins durch Sicker-ässer und die Ausfüllung von auf diese Weise entstandenen Hohl-äumen und sonstigen Klüften durch Calcit.

Die für die Genese der Gesteine an und für sich wenig bedeut-ame allgemeine Umkristallisation ist hier insofern von Bedeutung, ls die dolomitreichsten Gesteine entsprechend der allgemeinen Ten-enz des Dolomits zu idiomorpher Begrenzung am stärksten um-ristallisiert erscheinen, und die in ihnen ursprünglich enthaltenen rganischen Strukturen am stärksten verwischt sind. Die Kristallinität ines tonarmen bis tonfreien dolomitischen Gesteins liefert somit in Kriterium zur ungefähren Abschätzung des Dolomitgehalts.

Dieses ließ sich u. d. M. besonders gut im Falle des „dolomitischen Wellen-alks" verfolgen. Die dolomitfreien Gesteine dieser Schichtserie im nördlichen eil des Gebietes lassen u. d. M. nur ein feinkörniges, allotriomorph verzahntes alcitaggregat mit einzelnen gröberen, ebenfalls calcitischen Schalenresten oder on solchen herrührenden, gröberen, Spaltrisse aufweisenden Calcitaggregaten rkennen. Mit zunehmender Küstennähe treten dann häufiger meist bräunlich efärbte, idiomorph oder hypidiomorph begrenzte Dolomitrhomboederchen auf, is auch das Korn der ganzen Gesteinsmasse immer gröber wird und hypidio-morph begrenzte Partien immer häufiger werden. Schließlich besteht das ganze estein aus einem grobkörnigen, hier und da einige idiomorphe bis hypidio-morphe Rhomboeder aufweisenden Aggregat, welches auch nach längerer Ein-irkung durch die Lemberg'sche Lösung ungefärbt bleibt und makroskopisch ls ein zuckerkörnig-kristalliner Dolomit erscheint. Wie bereits erwähnt, nehmen leichzeitig auch die terrigenen klastischen Komponenten an Zahl und Mannig-altigkeit zu.

Die an und für sich schon grobkristallinen Detritus-Kalke der Trochiten-chichten lassen einen derartigen allmählichen Übergang nicht erkennen, es reten jedoch schon bei vorwiegend kalkiger Beschaffenheit in der Grundmasse

kleine, bräunlich gefärbte Dolomitrhomboeder auf, bis dann mit zunehmendem Dolomitgehalt die Umkristallisation eine derart intensive ist, daß häufig auch die letzten organischen Strukturen verwischt sind. Einzelne noch vorkommende Trochiten sind stets sekundär dolomitisiert.

Auch ist es im Falle der dolomitischen Gesteine geradezu auffallend, wie stark die Sammelkristallisation und die davon abhängige Umkristallisation durch die als Verunreinigung beigemengten Tonkolloide behindert wird. Die dichten, tonigen Dolomite des Oberen Muschelkalks im äußersten südlichen Küstengebiet bestehen u. d. M. aus einer getrübten, stark tonigen, feinkörnigen Grundmasse, welche, abgesehen von der Kristallisation des ursprünglich wohl als Gel ausgefällten Carbonats, keine nennenswerte Umkristallisation erlitten hat. Es zeigen sich dementsprechend die beigemengten Organismenreste und sonstige Strukturen noch in guter Erhaltung. Viele der grobkörnig-kristallinen und zuckerkörnigen Dolomite gehen mit zunehmender Küstennähe und mit zunehmendem Tongehalt in diese dichten, tonigen Dolomite über, und es ist interessant zu beobachten, wie die durch die Umkristallisation verwischten oder ganz vernichteten organischen Strukturen wieder sichtbar werden.

Auch der Grad der Calcitauslaugung und sekundären Dolomitanreicherung wird sehr wesentlich durch die Menge der beigemengten Tonkolloide beeinflußt. Es wurde schon darauf hingewiesen, daß der „dolomitische Wellenkalk" und die Trochitenschichten als die tonfreiesten und daher am meisten kristallinen und geeignetsten Gesteine die stärksten sekundären Umwandlungen aufweisen. Bei den Trochitenschichten kommt noch der hohe Gehalt an calcitischen Organismenresten hinzu. Diese Schichten erfuhren daher die durchgreifendste Auslaugung des Calcitüberschusses, die größte Anreicherung des Dolomitgehalts und die dadurch bedingte intensivste Umkristallisation. Sie zeigen daher auch von allen Muschelkalkgesteinen im Randgebiet die löcherichste und poröseste Beschaffenheit.

Die grobkristallinen dolomitischen Trochitenschichten weisen meistens nur ein poröses, miarolithisches Gefüge auf. Zur Bildung von größeren Hohlräumen scheint es nicht gekommen zu sein. Es hängt dieses vielleicht mit einem höheren Gehalt von primärem Dolomit zusammen. Zur Erreichung des dem Normaldolomit entsprechenden $Mg\,C\,O_3$-Gehalts bedurfte es deshalb keiner so großen Auslaugung des Calcitüberschusses als im Falle des „dolomitischen Wellenkalkes", in welchem große und kleine, mit Kalkspatdrusen ganz oder teilweise ausgefüllte Hohlräume ein besonderes Charakteristikum dieser Gesteinsgruppe darstellen.

Manche dieser Bänke enthalten kleine zersetzte Schwefelkieskriställchen. Da die Kalkspatdrusen sich häufig an Markasitknolleneinschlüsse anschließen, hat vielleicht die Zersetzung des Schwefeleisens die Carbonatauslaugung eingeleitet, eine Möglichkeit, auf die Reis bereits hingewiesen hat (**46**, p. 17).

Eine von Reis angeführte (**46**, p. 18) Analyse eines wenig umgewandelt erscheinenden Gesteinstückes dieser Schichtserie von Laineck bei Bayreuth von Dr. Adolf Spengel ergab:

$Ca\,C\,O_3$	55,20 %
$Mg\,C\,O_3$	37,64 %
Unlösliches und Silikate . . .	6,6 %.

Die dolomitischen Gesteine des Muschelkalks im Randgebiet der Böhmischen Masse sind ebenso wie die am Südrande der Ardennen zum größten Teil, entsprechend der allmählichen Dolomitzunahme, keine Normaldolomite.

Schaller (49 a, p. 119) hat in seinen Untersuchungen der dolomitischen Gesteine des Lothringischen Muschelkalks festgestellt, daß alle Gesteine mit einem nennenswerten Magnesiumgehalt hinsichtlich ihres dolomitischen Bestandteiles sich durchweg als normale Dolomite erweisen. Es ließ sich in allen Fällen, in welchen ein höherer Kalkgehalt, als die jeweils gefundene Menge von Mg O zur Bildung von Normaldolomit erforderte, vorhanden war, neben dem dolomitischen Gemengteil stets Kalkspat in einer dem gefundenen Kalküberschuß augenscheinlich entsprechenden Menge nachweisen. Bei den meisten der untersuchten kalkhaltigen Dolomite rührt der Kalküberschuß hauptsächlich von den beigemengten Fossilresten und bei oolithischen Gesteinen von den calcitischen Ooiden her. Es spricht dieses sehr eindringlich für die primäre Natur des Dolomits.

Im Oberfränkischen Gebiet konnte ich derartige Beobachtungen infolge der mehr oder weniger intensiven Umkristallisation und der nachträglichen sekundären Dolomitisierung der meisten Schalenreste nicht machen. In vielen Fällen, besonders im „dolomitischen Wellenkalk", erschienen Schalen, wie die von *Lima str.* und *lin.*, schon makroskopisch als aus einem hellweißen zuckerkörnigen Dolomit bestehend. Auch u. d. M. waren es häufig gerade die beigemengten Schalenreste, welche der färbenden Wirkung der Lemberg'schen Lösung am längsten widerstanden. Es scheinen also wenigstens in den Trochitenschichten und dem „dolomitischen Wellenkalk" sekundäre Umwandlungen eine größere Rolle gespielt zu haben als in den Lothringischen Muschelkalkgesteinen.

Besonders interessant ist das Vorkommen von merkwürdigen inhomogenen Gesteinen in der Kronacher Gegend, besonders im großen Bruch im Obersten Oberen Muschelkalk, nicht weit unter der Lettenkohlengrenze bei Unterrodach. Die Grundmasse des Gesteins besteht aus einem hellgrauen, im allgemeinen deutlich körnigen Kalk, in welchem unregelmäßige, runde oder längliche, z. T. auch eckig begrenzte Butzen eines dichteren, hellgelblichbraunen, gelblich verwitternden, tonreicheren Gesteins eingebettet liegen. Da die Grenze dieser Einlagerungen immer eine scharfe ist, so erhält das ganze Gestein im verwitternden Zustande ein breccienähnliches Aussehen. Färbeversuche nach der von Lemberg angegebenen Methode ergaben, daß die hellgraue Grundmasse aus einem normalen Kalk, jedenfalls ohne nennenswerten Dolomitgehalt, besteht, während die gelblichbraunen, dichteren Partien vorwiegend dolomitisch sind. Diese dolomitischen Partien sind sehr unregelmäßig verteilt: in manchen Bänken treten sie

spärlich auf und gegen die Grundmasse ganz zurück, in anderen Bänken bilden sie manchmal fast die Hälfte des ganzen Gesteins.

Da die Grenze der gelben dolomitischen Partien gegen die Grundmasse immer scharf, aber nur selten geradlinig oder scharfkantig verläuft und die Einlagerungen länglichrunde, wulstig gebogene oder teigartig verknetete Gestalt besitzen, handelt es sich hier wahrscheinlich um die innige Vermischung in noch mehr oder weniger plastischem Zustande von ursprünglich schichtweise getrennten, übereinander abgelagerten, kalkigen und geringmächtigeren dolomitischen Schichten.

Als Ursache dieser mechanischen Vermengung kämen Aufarbeitung des Meeresbodens durch starke Strömungen, starker Wellenschlag oder ausgedehnte submarine Rutschungsvorgänge in Betracht. Die Gesteine würden demzufolge als „Primärbreccien" zu bezeichnen sein, jedoch mit dem Unterschiede von den übrigen, häufigen Primärbreccien des Muschelkalks, daß die Breccienbildung bereits bei noch plastischem Zustande der ursprünglichen Sedimente vor sich ging. Diese dolomithaltigen Kalke bieten somit gewissermaßen ein makroskopisch vergrößertes Bild der dolomithaltigen Kalke und kalkhaltigen Dolomite der Küstenregion, in denen der Dolomit als Normaldolomit vorhanden ist, aber mit größeren oder kleineren Mengen von Calcit in mikroskopischer Vermengung auftritt.

Die deutlichsten Beweise für die Abhängigkeit des Dolomitgehalts von der Küstennähe sind, um nochmals kurz zusammenzufassen, der zunehmende Gehalt an klastischen Komponenten, wie z. B. Sand, Glimmer, Ton usw., als konstante Begleiterscheinung des zunehmenden Dolomitgehaltes und die durch den ganzen Muschelkalk zu verfolgende Erscheinung, daß die dolomitische Ausbildung der Reihe nach immer höhere Schichten ergreift, der Küste also immer nachrückt, und zur Oberen Muschelkalk- und Unteren Lettenkohlenzeit mit der Küste wieder vorrückt.

Es erübrigt sich nun, noch auf die Ursache der Magnesiaanreicherung im Küstengebiet und die Bildungsbedingungen des Dolomits überhaupt näher einzugehen.

Im allgemeinen werden für die Dolomitbildung vornehmlich zwei Bedingungen angegeben:

1. Hohe Temperatur, 2. Flachwasser.

Wie Vollrath (**62**, p. 243) ausführt, ergeben sich hieraus zwei Möglichkeiten für eine Erklärung des Faziesumschlags calcitischer in dolomitische Gesteine. „Einmal könnten klimatische Änderungen angenommen werden, welche in einem vorher schon bestehenden Flachmeer dolomitische Sedimentation bewirken. Unter der Voraussetzung einer allmählichen Steigerung der Temperatur müßte die Dolomitablagerung zunächst in den flachen Meeresteilen einsetzen, bis dann mit zunehmender Wärme diese auch in die tieferen Meeresteile vordringt. Die zweite Möglichkeit bietet die Annahme tektonischer Änderungen. Der Fazieswechsel kann durch Hebung des Gebietes bewirkt werden. Rein theoretisch können wir eine nicht näher bestimmbare Tiefenzone des Meeres annehmen, innerhalb der die Bildung von Dolomit möglich ist. Bei einer Hebung werden nun die einzelnen Teile des Meeresgrundes entsprechend ihrer Tiefenlage nacheinander in diese Zone gelangen. Auch in diesem Falle würde die dolomitische Sedimentation in den seichteren Gewässern zuerst und später auch in den tieferen Teilen auftreten." Vollrath fügt dann noch hinzu: „Welche dieser Ursachen hier (Umschlag der kalkigen Fazies des Wellenkalks in die dolomitische des Mittleren Muschelkalks) gewirkt hat, läßt sich kaum entscheiden. Möglicherweise können beide zusammengewirkt haben."

Würde sich nun hiernach rein theoretisch das Höhergreifen der dolomitischen Fazies von der Basis aus auf die Küste zu durch den ganzen Muschelkalk hindurch und der darauffolgende, entgegengesetzte Vorgang des Höhersteigens der Dolomitfazies nach dem Beckeninnern zu durch beide Möglichkeiten erklären lassen, so geht doch schon aus dem bereits Angeführten hervor, daß bei weitem der Hauptanteil an der Ursache dieses Vorgangs den tektonischen Vorgängen, d. h. der allmählichen Trans- und Regression des Muschelkalkmeeres zufällt. Es kommt dieses einer ständigen und allmählichen Verschiebung der Flachwasser- und sonstigen zur Dolomitbildung erforderlichen Bedingungen nacheinander in entgegengesetzten Richtungen gleich.

Klimatische Änderungen zu Anfang, innerhalb oder am Schlusse der Muschelkalkzeit spielen dabei meiner Ansicht nach gar keine oder eine nur sehr untergeordnete Rolle. Die terrestren Ablagerungen des Muschelkalks im unmittelbaren Küstengebiet bieten dafür gute Vergleichsmöglichkeiten. Ich verweise hier auf die Ausführungen im paläogeographischen Teil.

Als Ursache für die stärkere Magnesiaausscheidung in den flachen Küstengebieten des Muschelkalkmeeres sind nun die verschiedensten Möglichkeiten herangezogen worden. Bei genauerer Erwägung erscheint es ohne weiteres einleuchtend, daß die verschiedensten Faktoren dabei mitwirken können, und es müßte als verfehlt, zum mindesten verfrüht bezeichnet werden, irgend einen als den hauptsächlichsten oder ausschließlichen hinstellen zu wollen.

Die Frage nach dem Grund der Dolomitentstehung hängt aufs innigste mit der Frage nach der Ursache der Carbonatausscheidung überhaupt zusammen. Auf die verschiedenen Anschauungen über

diese Frage soll hier nicht näher eingegangen werden. Eine umfassende Zusammenstellung der ganzen über die Entstehung von Carbonaten erschienene Literatur ist in dem von Dölter herausgegebenen Handbuch der Mineralchemie zu finden (**18**).

Abgesehen von den anorganogenen, vorwiegend aus einem Schalenhaufwerk bestehenden Detritus-Kalkbänken, handelt es sich im Falle der dichten Kalke und der Zwischenmasse der Detritus-Kalkbänke meiner Ansicht nach vorwiegend um organischen Fällungskalk im Sinne Andrées, und es spielen hierbei die durch Verwesung organischer Substanz entstandenen kohlensauren Salze von Ammonium und Natrium als Fällungsmittel und freie Kohlensäure eine wesentliche Rolle. Es handelt sich also im wesentlichen um chemische Präzipitate, bei deren Ausfällung Organismen direkt oder indirekt mitwirken.

Die chemische Natur dieser Präzipitate und ihr jeweiliges Mengenverhältnis ist neben den allgemeinen, für die Ausscheidung von Salzen aus Lösungen geltenden physikalisch-chemischen Gesetzen hauptsächlich von zwei Hauptfaktoren abhängig: dem gegenseitigen Mengenverhältnis der verschiedenen in Lösung sich befindlichen Salze, oder vielmehr der jeweiligen Konzentration ihrer Jonen einerseits, und der größeren oder geringeren Menge des Fällungsmittels und der Art seiner Verteilung andererseits. Die größere oder geringere Menge von freier CO_2 ist insofern von Bedeutung, als durch sie die Löslichkeit der ausgefällten Carbonate beeinflußt wird.

Während nun Götz (**22** und **23**) als Ursache des nach der Küste zu stärker werdenden Magnesiumgehaltes der Trochitenschichten die Anreicherung des Fällungsmittels beim Trochitendolomit, ihre gleichmäßige Verteilung in einem abgeschlossenen Becken beim Nodosendolomit als Ursache der sich sowohl küstennah wie küstenfern gleichbleibenden dolomitischen Ausbildung des Nodosendolomits betrachtet, möchte v. Werveke (**71**, p. 141), falls „dennoch triftige Gründe gefunden werden sollten, nach welcher die von mir angenommene Zufuhr der Magnesia sich als unhaltbar erweisen würde", die Ursache der dolomitischen Ausbildung in der Anreicherung des Salzgehaltes des Meerwassers erblicken. Er nimmt an, daß die Bedingungen für die Bildung von Anhydrit und Dolomit nicht weit auseinanderliegen. Er schließt dieses aus dem Zusammenvorkommen von Dolomit und Anhydrit in Bohrkernen von Schichten, die wir über Tage nur als Dolomite kennen.

So hat auch Binder im Heilbronner Tunnel beobachtet, daß die Bleiglanzbank des unteren Gipskeupers mehrfach mit massiven Anhydritbänkchen wechsellagert (**21**, p. 433). G. Fischer führt darüber folgendes aus: „Wir sehen in dieser Bank in charakteristischer Weise drei Komponenten vereinigt: Schwermetallsulfide, Calciumsulfat und Dolomit. Die beiden ersten dürfen wir als Zeugen individuenreichen Tierlebens und salinarer Bedingungen betrachten und so liegt die Vermutung nahe, daß die Verbindung dieser beiden Umstände die Dolomitbildung hervorrief."

Außerdem ist Dolomit in den deutschen Zechsteinsalzlagerstätten als Liegendes des Anhydrits, aus dem Anhydrit und aus dem Salzton bekannt. Auch in den tertiären Kalisalzlagerstätten des Oberelsaß kommt Dolomit vor. Ferner treten in den Salzlagern der alpinen Trias im Anhydrit grobkörnige Dolomite auf, welche teils in Breunerit, teils in Magnesit übergehen. Außerdem haben die Versuche von Klement (C. Klement, Min. u. Petrogr. Mitt. **14**. 1895. p. 526) gezeigt, daß aus fein gepulvertem Aragonit und kristallisiertem Magnesiumsulfat in konzentrierter Natriumchloridlösung Dolomit ausfällt nach der Gleichung: $2\,Ca\,C\,O_3 + Mg\,S\,O_4 = Ca\,Mg\,(C\,O_3)_2 + Ca\,S\,O_4$. Man kann bei diesen Versuchen allerdings nur von sekundärem Dolomit sprechen, da das Ausgangsprodukt Aragonit in fein verteilter, fester Form ist. Ferner fand Cornu, daß dissoziiertes $Mg\,S\,O_4$ Auskristallisieren des $Ca\,C\,O_3$ als Aragonit bei niederer Temperatur bewirkte. Nach den Angaben von Götz soll zur Bildung des Aragonits Magnesiumsulfat in konzentrierter Na Cl-Lösung bei einer Temperatur von wenigstens 62° erforderlich sein. Da nach Jänecke (Die Entstehung der deutschen Kalilager 1915. p. 86) das Klima zur Zeit der Salzablagerungen wohl dem unserer heutigen Wüsten mit 15—35° C entsprochen hat, und andererseits wohl eine allmähliche Konzentration des Wassers an Na Cl stattgefunden hat, so daß, als zu Beginn der Salzablagerungen das unterste Glied Dolomit ausgeschieden wurde, noch keine konzentrierte Na Cl-Lösung bestand, nimmt Götz an, „daß die Dolomitbildung im allgemeinen auf andere Art und Weise vonstatten gegangen ist".

Es sei hier noch darauf hingewiesen, daß nach den Angaben von Boeke und Eitel (Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie, Borntraeger, Berlin 1923, p. 444) Aragonit mit $Ca\,S\,O_4$ Mischkristalle bildet, wodurch seine Löslichkeit soweit herabgemindert wird, daß man in $S\,O_4$-haltigen Lösungen sogar bei 19° Aragonit in faseriger Form erhalten kann. Die Meerwassersalze $Mg\,S\,O_4$ und $N\,H_4\,C\,O_3$ als Fällungsmittel haben gewissermaßen eine aragonitbildende Wirkung. Diese Tatsache ist besonders bei der Abscheidung von $C\,a\,C\,O_3$ aus dem Meerwasser von großer Wichtigkeit und für die Dolomitbildung insofern, als der leichter lösliche Aragonit chemische Umsetzungen am Meeresboden eher und rascher erleiden wird als der stabilere und weniger lösliche Calcit.

Meiner Ansicht nach ist der Hauptgrund der Dolomitentstehung in den flachen Randgebieten des Muschelkalkmeeres einerseits in der größeren Erwärmung der flachen Meeresschichten und der dadurch bedingte Anreicherung sämtlicher Meeressalze, andererseits in der Anreicherung der Mg-Ionen gegenüber den Ca-Ionen

zu suchen. Die notwendige Vorbedingung zur Dolomitbildung überhaupt ist jedenfalls, daß auch die Mg-Ionen in die ausfällende Wirkung der vorhandenen Fällungsmittel mit hineinbezogen werden.

Daß letztere [$(NH_4)_2 C O_3$ und $Na_2 C O_3$] in genügender Menge vorhanden waren, darauf deuten die nicht seltenen Schwermetallsulfide hin. Schwefelkies und Bleiglanz sind in den Trochitenschichten nicht selten und auch in den „dolomitischen Wellenkalken" sind zersetzte Pyrit- und Markasitknolleneinschlüsse häufig. In einer carbonatreichen, dolomitischen Fossilschicht im unmittelbaren Küstengebiet bei Eschenbach fanden sich bis zu 0,05 m große Bleiglanzkristalle. Sie deuten auf ausgedehnte Verwesungsvorgänge und erhebliche Ammoniakkonzentrationen hin. Die Schwermetallsulfide sind aber in den dolomitfreien Kalken des Beckeninnern ebenfalls sehr häufig. Es handelt sich darum meiner Ansicht nach nicht so sehr um eine Anreicherung der Fällungsmittel, wie Götz will, denn diese waren auch im Beckeninnern in genügender Menge vorhanden, sondern darum, daß im Beckeninnern die Konzentration der Mg-Ionen keine genügende war, um auch ihre Ausfällung zu gestatten. Im flachen Küstengebiet war jedoch die Konzentration der Mg-Ionen infolge noch später zu erörternder Faktoren eine höhere, so daß neben dem Kalkcarbonat gleichzeitig auch größere oder kleinere Mengen von basischem Magnesiumcarbonat gefällt werden konnten.

Die Ausfällung von Dolomit als solchem unter den natürlichen Bedingungen erscheint mir als sehr unwahrscheinlich. Am meisten hat wohl die Ansicht G. Fischer's für sich, daß das Magnesium als basisches Carbonat gefällt wird, welches sich dann am Meeresboden mit dem gleichzeitig gefällten Calciumcarbonat mit der Zeit zu dem stabilen Körper Dolomit umsetzt. Je nach dem jeweiligen Mengenverhältnis bildete sich dann dolomithaltiger Kalk, kalkhaltiger Dolomit oder Normaldolomit.

Bei diesen Ausfällungsvorgängen spielt ohne Zweifel das chemische Massenwirkungsgesetz eine große Rolle. Wird die Konzentration der Mg-Ionen auf irgend eine Art und Weise erhöht, so muß sich diese auch in einer stärkeren Ausscheidung des Magnesiums geltend machen. Nach den van't Hoff'schen Untersuchungsergebnissen beweist das Auftreten von Anhydrit eine erhebliche Konzentration von Mg-Ionen in der Lösung. In diesem Zusammenhang ist von Bedeutung, daß in den deutschen Kali-

salzlagerstätten in den hangenden Partien des grauen Salztones ein hoher Gehalt von Magnesit (etwa 30 %) angetroffen wird. Diese von Precht 1882 zuerst beobachtete Tatsache hat sich später allgemein bestätigt (vgl. Boeke und Eitel p. 502). Nach den van't Hoff'schen Untersuchungen würde eine Anreicherung von $CaSO_4$ im Meerwasser auch eine stärkere Konzentration von Mg-Ionen und eine erhöhte Magnesiumausscheidung zur Folge haben.

Es ist nun klar, daß eine Erwärmung der flachen Wasserschichten in den Küstengebieten und eine gleichzeitige größere Verdunstung neben der allgemeinen Erhöhung des Salzgehaltes auch eine Erhöhung des $CaSO_4$-Gehalts und damit der Mg-Ionen bewirken muß. Abgesehen von der größeren Verdunstung durch Wellenschlag, erscheint es beinahe selbstverständlich, daß in einem so abgeschlossenen Meeresbecken wie dem deutschen Muschelkalkmeer die flachen Randgebiete bei den vorwiegend ariden Klimaverhältnissen einen höheren Salzgehalt aufweisen müssen. Ich verweise hier auf das Vorkommen von großen Steinsalzpseudomorphosen in Sandsteinen des Oberen Muschelkalks bei Eschenbach.

So sieht auch Vollrath (**62**, p. 272) den Grund für den Kreislauf des Wassers zur Wellenkalkzeit (N—S-gerichtete Bodenströmung, S—N-gerichtete Oberflächenströmung) in der stärkeren Erwärmung der südlichen Gebiete und bringt auch die dolomitische Ausbildung des Wellenkalks im S (Freudenstädter Fazies) damit in Zusammenhang.

Außerdem können noch andere Ursachen sekundärer Art mit zur Verhinderung eines Ausgleichs des Salzgehaltes beigetragen haben. Lagunenbildungen im großen Maßstabe oder submarine Erhebungen des Meeresgrundes, Buchten, welche einen freien Wasseraustausch nicht gestatteten, können hier von Bedeutung sein.

So sieht v. Werveke Emporwölbungen im Lothringischen Hauptsattel zur Zeit der Ablagerung der Trochiten- und Ceratitenschichten möglicherweise als Ursache der Anreicherung des Na Cl-Gehalts im Meerwasser und der damit verbundenen Dolomitbildung nördlich dieser Aufwölbung an (**71**, p. 142). Auch führt er in diesem Zusammenhange an, daß Aufwölbungen des Lothringischen Hauptsattels während der Ablagerung der Minetteformation die Trennung in ein nördliches, reicheres und ein südliches, ärmeres Becken bewirkten. Auch in diesem Falle waren die Tiefenunterschiede nicht bedeutend, beeinflußten aber dennoch die chemischen Ausscheidungen.

Götz erhebt nun allerdings (**22**, p. 143) dagegen folgende Einwände: „Ohne Zweifel hat sich das Wasser aus den Bächen des paläozoischen Fest-

landes in das Triasmeer ergossen. Da aber keine Veranlassung besteht, in diesem Wasser etwas anderes als Süßwasser zu sehen, so konnte der Gehalt des Meerwassers an Na Cl nicht größer sein als in dem südlich davon gelegenen offenen Meer, vorausgesetzt, daß die Verdunstung den Zufluß nicht überwog, was nach dem Habitus der Triassedimente nicht zu erwarten ist."

Hierzu möchte ich bemerken, daß ich das Klima zur Zeit des Unteren Muschelkalks und auch noch zur Zeit der Ablagerung der Trochitenschichten keineswegs für so humid halte, daß der Zufluß vom Lande irgendwie von Bedeutung für die Salzkonzentration hätte sein können. Vielmehr betrachte ich das Klima für den größten Teil der Muschelkalkzeit zum mindesten als vorwiegend arid. Näheres darüber soll im paläogeographischen Teil ausgeführt werden.

Ferner bemerkt Götz: „Andererseits ist es ebenfalls fraglich, daß das Meerwasser zur Zeit der Ablagerung der Trochitenschichten stärkeren Gehalt an Chlornatrium hatte, da nirgends Salzausscheidungen in diesen Schichten gefunden wurden." Hierzu ist nun zu bemerken, daß der Salzgehalt einer Lösung ein beträchtlicher sein kann, ohne daß es zur völligen Konzentration und damit zur Salzausscheidung kommt. Es müssen vielmehr als Anfangsglieder der Ausscheidungsfolge die Carbonate zum größten Teil sich schon ausgeschieden haben, lange ehe es zur Ausscheidung von Na Cl überhaupt kommt. Die Ausscheidung von basischem Magnesiumcarbonat (durch Fällungsmittel, nicht durch Übersättigung) ist meiner Ansicht nach wenigstens z. T. nur das Anfangsstadium der allgemeinen Salzkonzentration. Die Ausscheidung durch Übersättigung setzt erst viel später ein. Infolge veränderter Verhältnisse, z. B. erneute freie Zufuhr von Meerwasser, braucht diese überhaupt nicht zu erfolgen.

Verständlich wird dieser Einwand von Götz nur, wenn er dabei an die hohe Konzentration der bei den Klement'schen Versuchen zur Dolomitausfällung durch $Mg\,S\,O_4$ und mit Aragonit als Ausgangsprodukt erforderlichen konzentrierten Na Cl-Lösung gedacht hat. Auch nur bei der Annahme, einer wenn auch nicht ganz so hohen Temperatur, wie sie bei diesen Versuchen erforderlich ist (62°), erscheint der weitere Einwand von Götz verständlich, daß es bei der Annahme von v. Werveke ferner unverständlich sei, „weshalb das Klima südlich des Lothringischen Hauptsattels soviel kälter gewesen sein soll, daß dort Kalke ausgeschieden wurden, während nördlich davon bei heißem Tropenklima Dolomit gebildet wurde". Eine derartige Temperaturverteilung hat v. Werveke doch nie im Sinn gehabt. Es genügt vielmehr eine einheitliche, nicht zu niedrige Temperatur und eine freiere Kommunikation des Beckens südlich des Lothringer Hauptsattels, um in dem einen Falle die Ansammlung

stärkerer Salzlösungen zu bewirken, im anderen Falle aber mehr oder weniger normale Verhältnisse obwalten zu lassen.

An besonders hohe Temperaturen braucht meiner Ansicht nach bei der Dolomitentstehung überhaupt nicht gedacht werden, vielmehr werden mäßig hohe Temperaturen und ein vorwiegend arides Klima auf dem Festlande genügen, um in den flachen Randgebieten des Muschelkalkmeeres eine größere Salinität, besonders aber einen größeren Ca SO_4-Gehalt und damit verbundene höhere Konzentration von Mg-Ionen zu bewirken.

Es kann aber auch noch ein anderer Faktor, dem ich einen nicht unwesentlichen Anteil an der Entstehung der dolomitischen Muschelkalkgesteine in den Randgebieten zuschreiben möchte, von Bedeutung sein. Es kann die Konzentration der Mg-Ionen auch durch Zufuhr von Magnesiasalzen vom Lande her noch erhöht werden.

Auch in einem mehr oder weniger vollkommen vom offenen Meere abgeschlossenen Becken könnte man sich vorstellen, daß durch den allmählichen Verbrauch des nicht stetig erneuerten Gehalts an Calciumsalzen durch die Meeresorganismen, sei es direkt durch die Absonderung kalkiger Hartteile, oder sei es durch die Kalkausfällung durch physiologische oder Verwesungsvorgänge, dieser immer mehr verarmt, bis schließlich notgedrungenerweise auch basische Magnesiumcarbonate mit ausgeschieden werden. Es würde dieses schließlich einen immer mehr zunehmenden Dolomitgehalt zur Folge haben, gleichzeitig aber auch zu einer Verarmung der Fauna und schließlich deren Aussterben führen. Es sei diese Möglichkeit nur angeführt, inwiefern sie aber eventuell für den Übergang des kalkigen Wellenkalks in die dolomitische Anhydritgruppe und die gleichzeitige starke Faunenverringerung in Betracht käme, will ich unerörtert lassen. Ich verweise hier nochmals darauf, daß, wie im vorigen bereits ausgeführt wurde, auch zur Mittleren Muschelkalkzeit die Verbindung mit dem offenen Meere nie ganz abgeschnitten wurde.

Ähnliche Vorgänge auf dem Festlande unter mehr oder weniger ariden Klimaverhältnissen sind von weit größerer Bedeutung. G. Fischer hat in seinen Untersuchungen über die Entstehung der Steinmergel im fränkischen bunten Keuper ganz besonders darauf hingewiesen. Er weist (**21**, p. 424) die primäre und authigene Natur des Carbonates der Steinmergel im Unteren und Mittleren Keuper

nach und faßt sie als organischen Fällungskalk im Sinne Andrées auf. Ferner vermutet er, daß die große Konzentration der gelösten Magnesiasalze durch die lang andauernden ariden Klimaverhältnisse an der chemischen Eigenart des Fällungsprodukts wesentlich beteiligt ist. Für die Carbonate des Oberen bunten Keupers (**21**, p. 453) nimmt er terrestre Entstehungsbedingungen an und deutet die Carbonatausscheidung als terrestren Verwitterungsvorgang.

Er führt darüber folgendes aus: „Trotzdem dies von der geologischen Form des Auftretens geradezu gefordert wird, ist man bisher bei aller Anerkennung des terrestren Charakters der übrigen Schichten dabei stehen geblieben, in diesen Dolomiten Anzeichen einer Beteiligung des Meeres an der Sedimentation sehen zu wollen (siehe **61**). Dies ist meiner Meinung nach unhaltbar, denn Dolomitbildung ist kein auf marine Schichten beschränkter Vorgang. Das zeigen die terrestren Schuttverkittungen auf der permischen Landoberfläche des Schwarzwaldes und Thüringens. Auch Meyer: Oberrhein. Geol. Verein. N. F. **1**; Reis: Geogn. Jahresh. 1901 und Petraschek: Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1922 beschreiben ähnliche, terrestre, manganhaltige Dolomite aus dem Perm der Pfalz und Böhmens. Die gleichen stark manganhaltigen Dolomite, z. T. mit Karneol, tauchen immer wieder im Germanischen Buntsandstein auf und besitzen des öfteren durchgreifende Lagerungsform. Endlich finden sich auch in den jungen, tertiären bis quartären Eindeckungen der Kalahari mitunter ausgesprochene Dolomite (nach Passarge).“ „Von gewisser Bedeutung ist sicher, daß alle die oben aufgezählten Dolomitvorkommen aus Epochen stammen, deren Klima mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit als arid betrachtet werden darf. Dem steht nur ein einziger terrestrer ‚Dolomit‘ (eigentlich nur ein stark dolomitischer Kalkstein) gegenüber, soweit meine Kenntnisse reichen, der unter humiden Bedingungen sich bildete. Es ist dies ein von Gümbel (**25**, p. 156) erwähnter Süßwasserdolomit aus der Rhön. Hier sind aber die Ursachen, die zu dieser abnormen Fazies geführt haben, klar zu übersehen: die gesamten Verwitterungslösungen, aus denen das neue Sediment entstand, stammten von einer miocänen Basaltdecke. Auch hier zeigt sich, daß erste Voraussetzung zur Dolomitbildung eine erhebliche Konzentration von Mg-Ionen in den betreffenden Lösungen ist.“

Es kann nun unter mehr oder weniger ariden Klimabedingungen eine Anreicherung des Magnesiumgehalts in den Oberflächenwässern dadurch erfolgen, daß sich der gelöste Kalk als weniger löslich wenigstens z. T. unterwegs bereits absetzt, während die leicht löslichen Magnesiumsalze in Lösung bleiben und erst am Ort der vollkommenen Verdunstung ausgeschieden werden. So gibt es in den Trockengebieten des früheren Deutsch-Südwest-Afrika ausgedehnte Kalkkrusten, denen ein Magnesiagehalt nahezu völlig fehlt. Erst in den Pfannen, wo die Oberflächenwässer sich sammeln und allmählich verdunsten, findet sich auch ein Magnesiagehalt.

Aus dem hohen Feldspatgehalt sowohl der marinen als der errestren Muschelkalkarkosen im unmittelbaren Küstengebiet Eschenbach, Eisersdorf), welche letzteren nahezu unverändert us dem Buntsandstein in den Muschelkalk hinein fortsetzen, dem Auftreten von zahlreichen Steinsalzpseudomorphosen usw. läßt sich nit ziemlicher Sicherheit auf ein vorwiegend arides Klima für den Muschelkalk, wenigstens bis zur mittleren Oberen Muschelkalkzeit, chließen. Es wird somit auf dem Festlande unter den langen, vom Buntsandstein her fortdauernden ariden Klimaverhältnissen wahrcheinlich eine Anreicherung des Magnesiumgehaltes gegenüber dem Kalkgehalt in den Verwitterungslösungen stattgefunden haben. Stellt man sich also vom Böhmischen Massiv und dem Vindelischen Festland kommendes Wasser vor, welches wohl weniger n fest umschriebenen Flüssen, als in unregelmäßigen, von epiodischen oder periodischen Regengüssen und Schichtfluten genährten Rinnsalen in das Meer gelangte, so scheidet unterwegs bereits ein Teil des Kalkgehalts aus und ein dem Kalk gegenüber höherer Magnesiumgehalt gelangt in das flache Küstenmeer.

Damit soll natürlich nicht gesagt werden, daß der ganze oder überhaupt ein besonders wesentlicher Teil des Magnesiumgehalts m Meerwasser der Küstenzone vom Lande her in gelöster Form eingeschwemmt worden ist. Im Gegenteil wird wohl der weitaus größere Teil aus den bereits vorhandenen Salzen des Meerwassers elbst stammen. Es handelt sich eben nur darum, daß zusammen mit den bereits geschilderten Vorgängen die Konzentration der Mg-Ionen dadurch noch erhöht wurde, so daß analog dem Massenvirkungsgesetz eine im Verhältnis zum Kalk erhöhte Ausscheidung von basischem Magnesiumcarbonat stattfand. Es würde sich hierdurch, wie auch durch die mit der Verflachung zunehmende Erwärmung und Verdunstung, auch der mit der Küstennähe zunehmende Dolomitgehalt erklären lassen.

Es ist also, um nochmals zusammenfassend darauf hinzuweisen, die Hauptursache der Dolomitbildung mit einer erheblichen Konzentration der Mg-Ionen in den betreffenden Lösungen, in unserem Falle dem Meerwasser, zu suchen. Es ist dieses, worauf G. Fischer nachdrücklich hingewiesen hat, die Voraussetzung zur Dolomitbildung überhaupt.

Wenn Götz auch die Hauptursache der Dolomitentstehung n den flachen Randgebieten des Muschelkalkmeeres in der An-

reicherung der Fällungsmittel sieht, so schreibt doch auch er der Anreicherung des Wassers an Mg-Ionen eine gewisse Bedeutung zu.

Er sagt darüber: „Für die Beurteilung der Dolomitbildung haben die rein chemischen Beziehungen nur geringe Bedeutung, da die Alkalicarbonate (als Fällungsmittel), oder besser gesagt, die CO_3-Ionen dem Meerwasser erst zugeführt werden müssen. Die Kohlensäure kann aus den Flüssen ins Meer gelangt sein. Da aber im Flußwasser, je nach der Herkunft des Flusses, immer mehr oder weniger auch Kalk- und Mg-Carbonate in gelöster Form enthalten sind, so sind diese Bestandteile neben freier CO_2 unbedingt für die Bildung von Carbonatgesteinen mitbestimmend, wenn nicht ausschlaggebend.“ „Die gelösten Bestandteile des Meerwassers stellen neben Na Cl und Kalksalzen größtenteils Mg-Salze dar. Mithin findet an den Eintrittstellen der Flüsse in das offene Meer eine Anreicherung des Wassers an Mg-Ionen statt. Es ist daher leicht einzusehen, daß in der Nähe der Flußmündungen die Ausfällung der Magnesiumsalze auch am stärksten sein muß und daß sie mit der Entfernung nach dem offenen Meere zu abnehmen muß. Die Angaben Roth's über die chemische Natur der im Rheinwasser gelösten Stoffe lassen aber auch ohne Mitwirkung von Alkalicarbonaten die Bildung von Mg- und Ca-Carbonat möglich erscheinen. Ca- und Mg-Carbonat sind im CO_2-freien Wasser bedeutend schwächer löslich als im kohlensäurehaltigen. Durch die Vermischung des Flußwassers mit dem Meerwasser vermindert sich der CO_2-Gehalt immer mehr. In dem Maße, wie das Wasser CO_2 verliert, wird seine Lösungsfähigkeit sowohl für Mg- wie für Ca-Carbonat geringer und diese Salze fallen aus. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Sättigung an Mg-Salzen eher, d. h. näher an der Küste erreicht sein muß, da durch das Vorhandensein einer überwiegenden Mg-Ionenkonzentration im Meerwasser die Löslichkeit des Mg-Carbonats gegenüber der des Ca-Carbonats herabgesetzt wird. Näher der Küste wird demnach mehr Magnesiumcarbonat ausfallen als weiter draußen im offenen Meer. Die dolomitischen Muschelkalkschichten des Oberen Muschelkalks südlich der Ardennen mögen diesem Umstand teilweise ihre Entstehung verdanken.“

So richtig diese Überlegungen an und für sich auch sind, derartige Vorgänge werden ohne Zweifel bei der Entstehung mancher Dolomite eine nicht zu unterschätzende Rolle gespielt haben —, so kommen sie jedoch meiner Ansicht nach für die Entstehung der dolomitischen Gesteine des Muschelkalks, abgesehen vielleicht von denen des obersten Oberen Muschelkalks und der Lettenkohle, weniger in Betracht. Über die Klimaverhältnisse zur Muschelkalkzeit und über die Art und Weise, wie ich mir die Magnesiaanreicherung vom Lande her denke, ist schon ausführlich berichtet worden. Größere Ströme, wie z. B. der von Götz allerdings nur als Beispiel der Flußwasserzusammensetzung angeführte Rhein, sind meiner Ansicht nach unter den obwaltenden Klimaverhältnissen und der petrographischen Beschaffenheit der Gesteine im küstennahen Randgebiet ganz ausgeschlossen.

So hält auch Vollrath (**62**, p. 273) bei der Erwägung der Entstehungsmöglichkeiten der breiten Wellenfurchen des Wellenkalks starke Süßwasserzuströmungen für sehr unwahrscheinlich. Es müßte dann das Vorkommen der Wellenfurchen nur ein lokales sein (d. h. wenn die Süßwasserzuströmungen für die annähernd senkrecht zur Küste verlaufende Strömung als Ursache der breiten Wellenfurchen verantwortlich zu machen wären).

Es müßte dann auch eine stärkere Beteiligung von terrigenem Material an der Zusammensetzung der Sedimente erwartet werden. Es wäre dann vielleicht auch eine etwas weniger gleichmäßige Verteilung des Dolomitgehaltes im Küstengebiet zu erwarten. Besonders für die Trochitenschichten erscheint mir eine irgendwie größere Beteiligung von Flüssen an der Sedimentation fraglich. Nicht nur bestehen die dolomitischen Trochitenschichten bis nahe an die unmittelbare Küste hinan aus nahezu tonfreiem, zuckerkörnigen Dolomit, sondern auch der hohe Glaukonitgehalt in den kalkigen Trochitenschichten, ebenfalls ihr hoher Gehalt an tonfreien Detritus-Kalken, sowie die häufigen submarinen Korrosionserscheinungen lassen das Vorhandensein von irgendwie nennenswerten Flüssen, wenigstens im Oberfränkischen Küstengebiet, als sehr fraglich erscheinen. Größere Flüsse sind ganz ausgeschlossen. Mir erscheint eine Magnesiumsalzzufuhr durch episodische und periodische Regengüsse und Schichtfluten entlang dem ganzen Küstenstreifen durchaus wahrscheinlicher, als durch fest umschriebene, ständig wasserführende Flüsse.

Da alle Analysen von dolomitischen Gesteinen der Trochitenschichten am Südrande der Ardennen einen hohen Kieselsäuregehalt aufweisen, vermutet Götz, daß Quarzsande in bedeutenden Mengen zugeführt worden sind und daß auch Ca- und Mg-Carbonat vielleicht grobdispers aufgeschwemmt von den Flüssen des alten Festlandes im Meere, wenigstens in der Nähe der Mündung, abgesetzt wurde. Gegen diese Annahme sind dieselben obigen Gründe wie gegen die größere Beteiligung von Flüssen überhaupt einzuwenden. Außerdem steht dieser Ansicht wenigstens für das Oberfränkisch-Oberpfälzische Randgebiet entgegen, daß die Böhmische Masse, sowie das Vindelizische Festland an Carbonatgesteinen wahrscheinlich sehr arm war, worauf auch G. Fischer schon hingewiesen hat. Sie dürften vorwiegend aus kristallinen Gesteinen, besonders Granit und Gneisen, zusammengesetzt gewesen sein, wenigstens was das Zufuhrgebiet für das Triasbecken betraf.

Schließlich zieht Götz noch eine Möglichkeit von hohem physikalisch-chemischen Interesse in Betracht (**23**, p. 145). Nach einer unveröffentlichten Arbeit des Herrn Dipl.-Berging. Bergreferendar Schornstein enthält das Flußwasser neben den mechanischen Aufschwemmungen und den molekulardispersgelösten Stoffen auch kolloide Bestandteile von $CaSO_4$, Mg-Carbonat, Ca-Carbonat, Kieselsäure usw., also u. a. auch die zur Dolomitbildung erforder-

lichen Stoffe in kolloider Form. Es sind daher diese kolloiden Stoffe auch an den Eintrittsstellen der Flüsse in das Meer vorhanden, wo sie von den Elektrolyten im Meerwasser ausgeflockt werden. Aus einer kolloiden Ca-Mg-Carbonatlösung wird Ca-Carbonat als Gel ausgeschieden, das durch die Gegenwart von Mg-Salzen sehr bald in kristallinen Aragonit umgewandelt wird; ferner wird Mg-Carbonat ausgeschieden.

Görz stellte nun Versuche an über den Einfluß von Schutzkolloiden bei der Ausflockung. Es stellte sich dabei heraus, daß „chemisch gleichartige Kolloide in ein und demselben Dispersionsmittel nur ihren spezifischen Gewichten entsprechend ausflocken in der Weise, daß die spezifisch leichte Phase zuerst koaguliert und die Koagulation der übrigen Phasen in der Zeitfolge vor sich geht, wie ihre spezifischen Gewichte größere Zahlenwerte darstellen." „Die Konzentration der einzelnen Komponente in der Lösung ist dabei fast ohne Einfluß." „Durch den Zusatz eines Schutzkolloides wird die zeitliche Verschiedenheit der Ausflockung aufgehoben; die kolloiden Dispersoide der verschiedensten Schweren koagulieren gleichzeitig." „Die Schutzkolloide scheinen danach vermöge ihrer großen Viskosität die Eigenschaft zu haben, den Unterschied der inneren Reibung zweier kolloiddispersen Phasen einer Lösung auszugleichen."

Diese Ergebnisse wendet er dann (**23**, p. 148) auf die dolomitischen Gesteine der Trochitenschichten am Südrande der Ardennen an. Er weist darauf hin, daß gerade in den magnesiareichen Schichten des Oberen Muschelkalks in der Nähe von Ettelbrück eine Menge Pflanzenreste gefunden wurden, und sieht es als nicht unwahrscheinlich an, daß gerade dort bei der Sedimentierung auch organische Schleime bestanden haben, die den kolloidgelösten Ca- und Mg-Carbonaten, welche vom Flußwasser zugeführt wurden, als Schutzkolloide dienten. Ohne Schutzkolloidbeimischung müßte unmittelbar an den Eintrittsstellen der Flüsse in das Meer, d. h. dort, wo die ausflockende Wirkung der Elektrolyte des Meerwassers sich zuerst bemerkbar machte, hauptsächlich Kalk ausgeflockt werden und erst weiter dem freien Meere zu allmählich auch Mg-Carbonat sich ausscheiden. Die Anwesenheit organischer Schleime als Schutzkolloide aber bewirkt, daß das kolloidal gelöste Mg-Carbonat gleichzeitig mit dem kolloiden Ca-Carbonat ausgeflockt wird. Es wird sich deshalb neben Kalk gleichzeitig auch Mg-Carbonat ausscheiden, welches sich dann am Meeresboden mit einem Teil des Ca-Carbonats zu Dolomit umsetzt. Die ehemaligen Schutzkolloide aber sollen nach Görz in dem Gestein als bituminöse oder Kohlenbestandteile erhalten bleiben.

„Da organische Kolloide mit der Zeit altern und durch Wärme ausflocken und sich niederschlagen, so ist anzunehmen, daß ihre Wirkung nur so lange bestand, als das Klima gemäßigt war. Als es aber, wie z. B. zu Beginn der Zechsteinzeit, wärmer wurde, und das norddeutsche Meer den Charakter eines abgeschlossenen Sees annahm, erfolgte die Sedimentierung ausschließlich nach den Gesetzen, die für molekulardispers gelöste Stoffe Geltung haben" (**23**, p. 150).

So wesentlich diese Ergebnisse an und für sich auch sind und so wenig sich ihre Bedeutung für die Dolomitbildung im allgemeinen bestreiten läßt, so erscheint es doch auch hier wieder fraglich, ob diese Vorgänge gerade in den Randgebieten des Muschelkalkmeeres jemals eine wesentliche Rolle gespielt

haben. Da auch hier wieder mit zahlreichen und größeren Flüssen zu rechnen ist, so ist auch gegen diese Möglichkeit dasselbe einzuwenden, was schon bei den anderen Hypothesen angeführt wurde.

Auch erscheint es fraglich, ob für einen derartigen Vorgang immer genügend organische Schleime als Schutzkolloide vorhanden waren. Nun sind ja in einigen Bänken der kalkigen Trochitenschichten im Oberfränkischen Gebiet bituminöse, schwärzliche Lagen keine Seltenheit, doch fehlen sie, ebenso wie Pflanzenreste überhaupt, schon den dolomitischen Trochitenschichten und vollends den übrigen Muschelkalkschichten mit einigen wenigen Ausnahmen nahezu vollkommen.

Außerdem steht nicht fest, bis zu welchen Temperaturen die organischen Kolloide beständig sind, ohne auszuflocken. Vielleicht dürften schon die während der Muschelkalkzeit herrschenden Temperaturen bei vorwiegend ariden Klimaverhältnissen genügt haben, um ihre Ausflockung und damit ihre Ansammlung in größeren Mengen sowohl in den die Verwitterungslösungen enthaltenden Gewässern als dem warmen Küstenflachmeer zu verhindern.

Die feldspathaltigen Sandsteine, Arkosen und dolomitischen Arkosen des Muschelkalks.

Das auffallendste Merkmal der Sandsteine des Muschelkalks im Küstengebiet am Nordwestrande der Böhmischen Masse ist ihr hoher Feldspatgehalt. Es deutet dieses auf ein verhältnismäßig trockenes Klima, besonders, da die terrestren Arkosen des Muschelkalks sich durch nichts als durch ein etwas feineres Korn von denen des Oberen Buntsandsteins unterscheiden. Die mächtigen Tonmassen, welche sich im Unteren Wellenkalk zwischen die kalkig-mergelige und dolomitisch-mergelige Fazies einerseits und die Sandsteinfazies der Küste andererseits einschieben und in schwächerer Entwicklung fast durch alle Muschelkalkstufen hindurchgehen, beweisen nichts dagegen. Auch unter extrem ariden Klimaverhältnissen spielen chemische Verwitterungsvorgänge eine wichtige Rolle, wie die Untersuchungen von E. Kaiser in der Namib Südwestafrikas gezeigt haben.

In den dolomitischen Sandsteinen des Unteren Wellenkalks und der *Orbicularis*-Schichten tritt bei dem äußerst feinen Korn der Feldspatgehalt makroskopisch zunächst noch wenig hervor. U. d. M. fehlen mehr oder weniger eckige Orthoklaskörner nie, sind meistens sogar recht häufig. Bei dem weiten Transport wurde der Feldspat wohl meistens aufgerieben. Bei den noch sehr feinkörnigen, glimmerreichen, schieferigen bis dünnplattigen hellen Sandsteinen des näheren Küstengebiets, so z. B. bei Kötzersdorf, ist der Feldspatgehalt auch makroskopisch sichtbar. Der Glimmer (Muscovit- und Biotitschüppchen) tritt meistens deutlich lagenweise auf. Sehr häufig ist der Glimmer auf den Schichtflächen dieser dünnen Bänkchen außerordentlich angereichert, so daß diese Glimmerlagen die eigentliche Ursache der Lostrennung auf den Schicht-

fugen sind. Jedes dieser einzelnen dünnen Bänkchen stellt demnach das Produkt entweder einer einmaligen Einschwemmung des klastischen Materials oder einer einmaligen Aufwühlung durch Wellenschlag, Strömungen usw. dar. Der leichte, schwebende Glimmer setzte sich zuletzt a b, so daß er als mehr oder weniger zusammenhängende Schicht auf den schwereren und gröberen Komponenten (Quarz, Feldspat, Zirkon usw.) zu liegen kam und somit die Schichtfuge bedingte.

Das Carbonatbindemittel dieser hellen feldspathaltigen Sandsteine ist meistens recht spärlich und Fossilien sind darin sehr selten. Die fossilhaltigen Bänkchen sind meistens bräunlich oder gelblich gefärbt, wohl infolge der Auslaugung des primären, ursprünglichen Dolomit- oder dolomithaltigen Kalkgehalts. Das noch vorhandene Bindemittel ist auch jetzt noch sehr viel reichlicher vorhanden als in den hellen, fast weißen Sandsteinen und besteht zu einem großen Teil aus bräunlich gefärbten, idiomorphen und hypidiomorphen kleinen Dolomitrhomboedern. Während die ersteren wahrscheinlich eingeschwemmt wurden, war bei diesen carbonatreicheren Sandsteinen die Sedimentation eine viel langsamere und die chemische Ausfällung nahm einen größeren Anteil daran. Wahrscheinlich wurden die klastischen Komponente z. T. äolisch zugeführt.

Mit noch größerer Strandannäherung nimmt das Korn bedeutend zu und Kreuzschichtung, welche auf den dünngebankten Sandsteinen nicht fehlt, tritt sehr in den Vordergrund. Außerdem wird die Bankung sehr unregelmäßig, so daß von eigentlichen Bänken nicht mehr die Rede sein kann. Dabei ist das Gefüge äußerst locker und der Sandstein daher leicht zerreiblich. Schließlich muß man diese fein- bis mittelkörnigen Arkosen als grobgebankt und endlich als ungebankt und ungeschichtet bezeichnen. Auch hier machen sich Unterschiede im Carbonatgehalt bemerkbar. In den helleren, vollkommen ungebankten und ungeschichteten Arkosen fehlt er ganz, und diese zeigen auch sonst alle Anzeichen terrestrer, zum großen Teil äolischer Entstehung; in einigen ebenfalls hellen, grobgebankten Arkosen ist er sehr spärlich, in den braungefärbten, fossilhaltigen Lagen aber noch in größerer oder geringerer Menge vorhanden.

Letztere bilden im verwitterten Zustande die tiefbraun gefärbten dolomitischen Arkosen des Muschelkalks. Diese bilden nicht immer Bänke für sich, sondern mächtige, helle carbonatfreie bis carbonatarme Arkosen gehen häufig nach oben mit unregelmäßiger Grenze in die braune, fossilhaltige dolomitische Arkose über. Zweifelsohne handelt es sich hier um Vorstöße des Meeres über die Dünenbildungen des Strandes. An der Basis der braunen Lage stellen sich dann häufig flache, in der Brandungszone entstandene Geschiebe von gelblichen, dichten, mergeligen Dolomiten ein.

Das Zwischenmittel dieser dolomitischen Arkosen wird von einem braungefärbten, allotriomorphen Carbonat mit zahlreichen hypidiomorphen Dolomitrhomboedern gebildet. Zum großen Teil ist es ausgelaugt und durch tonige,

kaolinartige Zersetzungsprodukte des Feldspats ersetzt. Die sekundären Wanderungen des Carbonates machen sich in Kluftausfüllungen und sehr häufigen Volumdruckzersprengungen von Quarz- und Feldspatkörnern, sowie Umhüllungen der Dolomitrhomboeder bemerkbar.

Sehr häufig sind in einigen der dünneren Bänke dieser Art, z. B. bei Eisersdorf, größere und kleinere „Gerölle" eines hellgelblichen, dichten Dolomitmergels, welche in manchen Bänken so zahlreich vorhanden sind, daß das ganze Gestein ein breccienähnliches Aussehen erhält. Die Grundmasse ist die tiefbraungefärbte dolomitische Arkose. Die „Gerölle" werden von einem schmalen Kranz von hellem Carbonat, welcher auch in Rissen in sie hineingreift, umgeben, sind also „eincarbonatisiert". Dieses, sowie die Tatsache, daß die „Gerölle" Quarzkörner von mehr oder weniger einheitlicher, und von denen der Arkose stark verschiedener Größenordnung besitzen und Feldspat in ihnen spärlich ist, beweist ihre klastische Natur als Gerölle und spricht gegen „syngenetische" Entstehung, wie z. B. die gelben, dolomitischen Tonkügelchen in den Arkosen des Oberen Gipskeupers.

Sekundäre Verwitterungsvorgänge haben nicht nur die Auslaugung des Carbonats und die Braunfärbung der Arkosen durch Anreicherung von Eisen- und Manganoxydhydraten bewirkt, sondern es ist in manchen Bänken auch zu einer mehr oder weniger intensiven Oxydation dieses Eisengehalts gekommen. Am Hotzaberg bei Eschenbach kommen, im Zusammenhang mit einer dünnen, ausgelaugten, hellen Arkosen eingeschalteten Fossilbank, von „Eisenerz" förmlich durchtränkte Arkosen vor. Das Gestein ist äußerst hart, tiefrot bis schwärzlich mit glitzernder Bruchfläche. U. d. M. erscheint jeder Rest von Carbonat ausgelaugt und die Zwischenmasse zwischen den Quarz- und Feldspatkörnern wird ausschließlich von bräunlichem Eisenoxydhydrat und rötlichem Oxyd gebildet. In den rötlichen Teilen dieser Zwischenmasse sind zahlreiche schwarze Körner mit blitzenden Kristallflächen zu beobachten.

Eine derartige intensive Oxydation ist unter den heutigen klimatischen Verhältnissen nicht möglich und das „Erz" kann nur in einer früheren Verwitterungsepoche unter wesentlich arideren Bedingungen entstanden sein. Lagenweise schwache Rotfärbungen kommen auch noch in anderen schieferigen Arkosen am Hotzaberg vor. Da diese sonst aber den Arkosen des Oberen Buntsandsteins und des Muschelkalks in der Eschenbacher Gegend ganz fehlen, so ist eine syngenetische Entstehungsweise des „Erzes" wohl nicht anzunehmen, sondern es müssen spätere Verwitterungsepochen unter vorwiegend ariden Klimaverhältnissen zu irgendeiner Periode von der mittleren Kreide bis zur Gegenwart, möglicherweise im Tertiär, dafür verantwortlich gemacht werden.

Die carbonatfreien Arkosen stellen sich als helle, weißlichgraue, durchweg mittel- bis feinkörnige Arkosen mit tonigem Bindemittel dar. Es kommen aber auch einzelne grobkörnige Lagen vor. Die Feldspäte sind zum großen Teil mehr oder weniger stark zersetzt und kaolinisiert. Auch das tonige Bindemittel der z. T. sehr lockeren und leicht zerreiblichen Gesteine ist auf diesen Zersetzungsvorgang des Feldspats zurückzuführen.

Auf die wahrscheinliche Natur der stellenweise 10—12 m mächtigen, vollkommen ungebankten Sandsteine als Dünenbildungen wurde bereits hingewiesen. Es deuten darauf hin: gute Korngrößenauslese, das Fehlen von Glimmerlagen, das spärliche Auftreten von Glimmer überhaupt in diesen ungebankten Arkosen, das nahezu völlige Fehlen von Tonlagen und die typische Kreuzschichtung. Zwischen diesen mächtigen, ungebankten Arkosen treten aber auch meistens im Zusammenhang mit hellgrauen, dünnblätterigen, pflanzen- und estherienführenden Tonlagen auch grob- bis dünngebankte, manchmal auch schieferige, glimmerreiche, feinkörnige Arkosebänke auf. Diese keilen meistens seitwärts aus und sind den ungebankten Arkosen linsenförmig eingelagert. Sie sind wohl auf episodische Regengüsse zurückzuführen, welche feinkörniges Material, Glimmer, tonige Zersetzungsprodukte, sowie Pflanzenreste in Hohlformen zusammenschwemmten. In diesen Bänken treten ausgesprochene Glimmerlagen auf. Auch wo die ungebankten Arkosen in die dolomitischen, fossilhaltigen übergehen, stellen sich häufig zuerst dünngebankte bis schieferige Sandsteinlagen ein.

Die Quarzkörner aller dieser Arkosen sind meistens recht wenig abgerundet. Quarzkörner mit undulöser Auslöschung und solche, in denen die einzelnen Individuen sich als optisch orientiert zeigen, sind in jedem Schliff in größerer Menge zu finden. Die Quarze entstammen somit z. T. bereits stark metamorphen, durchbewegten Gesteinen und neben Granit müssen auch Gneise und andere hochmetamorphe Gesteine das Material zu diesen Arkosen geliefert haben.

Die Feldspäte sind nahezu ausschließlich Orthoklas. Hin und wieder treten Mikroklin und perthitische Verwachsungen von Orthoklas und Albit auf. Mikropegmatitische Verwachsungen von Orthoklas mit Quarz sind nicht selten.

Sehr viele Orthoklase sowohl in den carbonatfreien Arkosen mit tonigem Bindemittel als auch in den dolomitischen Arkosen und sandigen Dolomiten aller Muschelkalkstufen zeigen Anwachsstreifen. Während die Orthoklase fast sämtlich stark getrübt und zersetzt sind, sind die sekundären Umrandungen vollkommen klar und frisch. Sehr häufig ist zu beobachten, daß die den getrübten Feldspat durchsetzenden Spaltrisse an der klaren Umrandung absetzen. Besonders deutlich ist dieses, wo, wie in den „erzimprägnierten“ Arkosen, die Spaltrisse mit braunen oder schwarzen Eisenoxyden erfüllt sind. Diese Anwachsungen des Orthoklases würden demnach in einer noch späteren Verwitterungsepoche oder wenigstens nach der Auslaugung des Carbonates und

der Oxydation des Eisenoxydhydratgels entstanden sein. Nach dem optischen Charakter und den Auslöschungsschiefen zu urteilen, handelt es sich um Anwachsungen von Albit um Orthoklas.

Das Herkunftsgebiet des Sedimentmaterials sowohl des Buntsandsteins als des Muschelkalks im Küstengebiet muß vorwiegend aus granitischen Gesteinen bestanden haben. Das Gesamtbild der Gesteine scheint auf ein umfangreiches Granitgebirge hinzuweisen, von dem der Oberpfälzer Wald und Steinwald heute noch übrig. gebliebene Reste sind. Daß diese kristallinen Gesteine sehr viel weiter nach N und W gereicht haben, beweist schon allein die z. T. recht wenig abgerollte Beschaffenheit der klastischen Komponenten, besonders im Oberen Buntsandstein, in welchem bei Weidenberg zahlreiche zentimetergroße Orthoklase mit nahezu vollkommen erhaltener Kristallbegrenzung vorkommen. Der Transportweg kann hier unmöglich ein weiter gewesen sein, vielmehr besitzt das Gestein hier z. T. ganz die Beschaffenheit eines groben Granitschuttes.

C. Paläogeographischer Teil.

Es wurden bereits, besonders im Zusammenhang mit der Bedeutung des Faziesbegriffs für die stratigraphische Gliederung, verschiedene Fragen von paläogeographischem Interesse ausführlich behandelt. Sie brauchen deshalb hier nicht wieder angeführt werden, sondern ich verweise hier nochmals auf die Transgressions- und Regressionserscheinungen des Muschelkalkmeeres, die Faziesgrenzen und Faziesübergänge, sowie auf den petrogenetischen Teil. Es sollen hier nur noch einige andere, damit im Zusammenhang stehende Fragen kurz behandelt werden.

Zuerst sei nochmals auf die Faziesübergänge eingegangen, da sie geradezu ein Schulbeispiel für die allmählich fortschreitende Extension eines verhältnismäßig flachen Meeres, sowie die Ausprägung der Strandnähe in den jeweiligen Schichten bieten. Um nochmals kurz zusammenzufassen, setzen sowohl in horizontaler als vertikaler Richtung in ihren Grundzügen dieselben, örtlich manchmal etwas variierenden faziellen Veränderungen durch die gesamte Schichtfolge des Muschelkalks hindurch, und zwar erscheint jede Fazies mit jeder Stufe weiter nach SO gerückt.

Beginnen wir mit der untersten Stufe im N, so sehen wir über der vorwiegend terrestren Feldspat-Sandsteinfazies des grob- oder ungebankten *Chirotherium*-Sandsteins

zwischen Harras und Eisfeld in einem Horizont unterhalb der bunten Letten des Röt die Fazies der dünngeschichteten bis schieferigen, aquatisch sedimentierten, feldspathaltigen Sandsteine, welche im S die unmittelbare flache Küstenzone, jedoch hier dem Muschelkalk zugehörig, charakterisieren. Sie zeichnet sich gegenüber der liegenden, grobkörnigeren durch feines Korn, Schichtung, zahlreiche Tonlagen und einen höheren Glimmergehalt aus.

Darüber liegt die Tonfazies der bunten Letten, welchen die marine Flachwasserfazies der Myophorienschichten eingelagert ist. Nach Vollrath sind die bunten Letten kontinentaler Entstehung. Jedenfalls wurden sie aber im Wasser abgelagert. Wie E. Kaiser meint, stellen sie wahrscheinlich das durch Deflation aus den das Rötbecken umgebenden Festlandsgebieten ausgeblasene, feinste Staubmaterial dar. Da sie nach SO auskeilen und die Rotfärbung nicht nur der Rötsandsteine, sondern auch fast des ganzen Buntsandsteins allmählich verschwindet, so stammt das tonige Material der bunten Letten wohl nicht aus dem im SO gelegenen Festland, sondern aus anderen Gebieten.

Zwischen Kronach und Kulmbach sind die bunten Rötletten bereits ausgekeilt und die geschichtete, sandige Fazies reicht bis an den gelben Grenzkalk. Wenig weiter südlich greift sie in Gestalt dünner, dolomitischer Sandsteinbänkchen in den Untersten Wellenkalk über. Bei Weidenberg reicht die terrestre, grob- bis ungebankte Feldspatsandsteinfazies bis an den gelben dolomitischen Grenzkalk, um bei Kötzersdorf auch in den Unteren Muschelkalk überzugreifen. Gleichzeitig ergreift die geschichtete, noch marine, sandige Fazies vom ganzen Unteren und Mittleren Muschelkalk Besitz und setzt bei Kötzersdorf auch in den Oberen Muschelkalk über. Südlich davon besteht der ganze Untere und Mittlere und ein Teil des Oberen Muschelkalks aus der grob- bis ungebankten, terrestren Feldspat-Sandsteinfazies, während die geschichtete, marine, sandige Fazies in Gestalt fossilhaltiger Einschaltungen stark zurücktritt. Nur im oberen Teil des Oberen Muschelkalks ist sie neben Ton noch herrschend. Die fossilhaltigen Einschaltungen schließen die im Brandungs- und Flutbereich abgelagerten Sande ein. Ein eigentliches Strandkonglomerat fehlt.

Von der Muschelkalkfauna sind in der sandigen Fazies hauptsächlich nur Zweischaler übrig geblieben. Ammoniten, Brachiopoden (*Terebratula* und *Spiriferina*), sowie Crinoiden und die sonst im Wellenkalk nicht seltenen *Dentalium torquatum* fehlen. Einzelne Crinoidenstielglieder sind wohl von weiterher verschwemmt.

Unter den Zweischalern sind es besonders die anpassungsfähigen Myophorien, welche dominieren. Gegen sie treten alle anderen Formen stark zurück. Neben den Myophorien sind es besonders Monomyarier, denen wir einen Byssus zuschreiben dürfen, womit sie sich wahrscheinlich im Sande befestigten: *Lima lin.* v. Schloth., *L. radiata* Goldf., *L. striata* v. Schloth., *Gervillia soc.* v. Schloth., *Gervillia mytiloides* v. Schloth. und *Gervillia costata* v. Schloth. Die ebenfalls einen Byssus besitzenden Pecteniden (*discites* v. Schloth. und *Albertii* Goldf.) kommen zwar noch vor, nehmen jedoch an Häufigkeit gegenüber der Ton- und Mergelfazies stark ab. Der im Wellenkalk und den Wellenkalkmergeln so häufige große *Pecten laevigatus* v. Schloth. fehlt ganz. Seine flache, zerbrechliche Schale war vermutlich für den Wellenschlag und die starken Strömungsverhältnisse zu schwach. Auch die im Schlamm wühlenden und sich einbettenden Myaciten (*Pleuromya fass.*), welche in der schlammigen Ton- und Mergelfazies so häufig sind, sind in der sandigen Fazies stark an Zahl verringert. Sie kommen hier noch am häufigsten in den unregelmäßigen tonreichen, hellen Dolomitmergellagen vor.

Von den im flachen Wasser lebenden Austern kommen *O. decemcostata* v. Mü., *O. subanomia* v. Mü. und *O. crista difformis* v. Schloth. vor. Außerdem sind in einigen Lagen kleine Gastropoden (*Natica pulla* Goldf., *N. gregraria* v. Schloth. und *N. Gaillardoti* Lefr.) zahlreich, treten jedoch gegenüber den Zweischalern stark zurück. Bei Eschenbach ist in der dolomitischen Arkose (Schicht B) eine größere *Chemnitzia* nicht selten, welche sich jedoch ihrer schlechten Erhaltung wegen nicht näher bestimmen läßt. Gümbel erwähnt außerdem *Turritella obsoleta* v. Schloth.

Von den bei weitem vorherrschenden Myophorien sind *M. vulgaris* v. Schloth., M. *cardissoides* v. Schloth., *M. elegans* Dusch. und *M. laevigata* Alb. die häufigsten. Von ihnen herrschen wieder bei weitem die gerippten Formen (*M. vulgaris* und *elegans*) vor, während die glatten Formen (*M. laevigata* und *cardissoides*) mehr zurücktreten. Vermutlich hängt dieses mit der größeren Festigkeit der gerippten Schale zusammen. So tritt *Myophoria orbicularis*, welche in den dolomitischen Sandsteinbänkchen der

Orbiculari -Schichten bis weit in das Küstengebiet hinein so häufig ist, in den südlichsten Vorkommen, d. h. in den im Brandungs- und Flutbereich abgelagerten Sandsteinen ganz zurück.

Die meisten Formen dieser ganzen Fauna sind mit Exemplaren bedeutend unter Durchschnittsgröße vertreten. Besonders gilt dieses für die Limen und Gervillien, während die anpassungsfähigen Myophorien auch hier den Formen der normalen Fazies z. T. nur wenig nachstehen. Auf die ungünstigen Lebensverhältnisse wurde im Zusammenhang mit der Frage der stratigraphischen Verwertbarkeit dieser Fauna schon hingewiesen.

An neuen Versteinerungen kommen in der grob- bis ungebankten sandigen Fazies (terrestrisch) *Voltzia heterophylla*, *Calamites Mougeoti* (Schimper) und andere Equiseten- und unbestimmbare Pflanzenreste, sowie in den eingeschalteten Letten *Estheria minuta* hinzu.

Über der sandigen Fazies folgt die tonige Fazies. Sie geht durch zunehmenden Tongehalt aus den normalen Wellenkalken und Wellenkalkmergeln hervor. Schon bei Zeyern macht sich im unteren Wellenkalk ein bedeutender Tongehalt gegenüber der normalen Ausbildung bemerkbar. Schließlich bestehen schon bei Trebgast sämtliche Schichten des Wellenkalks unter dem Horizont der Terebratelbänke aus dünngeschichteten, hellgrauen bis grünlichen Tonen und glimmerreichen, dünnblätterigen Schiefertonen. Ihre höchste Entwicklung erreicht die Tonfazies in der Gegend von Bayreuth. Im Verhältnis zum Ton ist der Sandgehalt verschwindend. Hand in Hand mit ihr geht die dolomitische Ausbildung sämtlicher carbonatreicherer Lagen und der zwischengelagerten Sandsteinbänkchen.

Die Tonfazies zeigt gegenüber allen anderen Fazies eine außerordentliche Fossilarmut. Die Fossilien sind ganz auf die manchmal recht spärlichen, zwischengelagerten, dolomitischen Sandsteinbänkchen und sandigen Dolomitbänkchen beschränkt und auch in diesen sind es meistens nur Kümmerformen. Die Tonfazies scheint für die Lebensbedingungen der Tierwelt weit ungünstiger gewesen zu sein als die sandige, in welche sie nach SO übergeht. Treten in letzterer gewisse Formen geradezu massenhaft auf, so sind dieselben Formen in der Tonfazies nur sehr spärlich. Besonders gilt dieses für die Myophorien. Diese gehören zwar in den zwischen-

gelagerten Sandstein- und sandigen Dolomitbänkchen mit zu den häufigsten Fossilien, treten im großen und ganzen aber gegen die schlammwühlenden, sich eingrabenden Myaciten und den sich mit ihrem Byssus im Schlamm befestigenden Limen zurück. Letztere sind ebenso wie die vorkommenden Pecteniden außerordentlich klein. Die großen in der normalen Entwicklung vorkommenden, häufig doppelschaligen Limen und *Pecten laevigatus* fehlen ganz. Außerdem enthalten diese tonigen Schichten des Unteren Wellenkalks am Oschenberg eine dolomitische Bank, welche überaus winzige Encriniten führt, wie sie außerdem auch bei Seidwitz am Kreussener Muschelkalkzug als Kümmerformen in den vollständig dolomitischen, z. T. schon schwach tonigen Trochitenschichten auftreten.

Südlich von Weidenberg gehen diese mächtigen Tonablagerungen in Sandsteine über, die tonige Fazies selbst greift in höhere Horizonte über: zuerst in den dolomitischen Wellenkalk zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und der Unteren Schaumkalkbank, in den Mittleren Muschelkalk und schließlich auch, Sandsteine und Dolomitbänke enthaltend, in den Oberen Muschelkalk, um im obersten Teil desselben (Untere Ceratitenschichten) und der Lettenkohle wieder größere Mächtigkeit zu erreichen (Kötzersdorf, Kulmain, Eschenbach).

Es sei hier noch darauf hingewiesen, daß die fossilführenden tonigen Zwischenlagen des normalen Oberen Muschelkalks ganz anderer Natur sind als die tonigen Ablagerungen des Muschelkalks im Küstengebiet. Erstere bestehen aus der feinsten, grobdispers aufgeschwemmten, suspensoidähnlichen Trübe des Meerwassers, aus einem fetten, mehr oder weniger reinen Kaolinton, während letztere noch längst nicht diesen Grad der Verwitterung erreicht haben. Klastische Komponenten, wie Quarz und Glimmer, und grünliche, chloritische Zersetzungsmineralien sind noch zahlreich vorhanden. Diese Tone bilden somit eine flache Vorzone vor den im näheren Strandgebiet abgelagerten Sanden, d. h. den gröberen vom Lande herrührenden, klastischen Bestandteilen. Über ihre Fossilarmut läßt sich nichts Genaues aussagen. Faulschlammbedingungen kommen wohl nur in untergeordnetem Maße in Betracht, da die starke Wasserbewegung und die geringe Tiefe derartige Stagnationsvorgänge wohl nicht zugelassen haben. In einzelnen zwischengelagerten Sandsteinbänkchen fand sich jedoch

hier und da etwas Malachit, welches wohl von verwitterten Eisen-Kupfersulfiden herrührt. Gagatähnliche, von Pflanzenresten herrührende Kohlenstücke sind in diesen Tonen sowohl des Unteren als des Oberen Muschelkalks nicht selten.

Das Verhalten der dolomitischen Fazies sowohl an der unteren, als auch an der oberen Grenze des Muschelkalks wurde schon bei der Behandlung der Frage nach der Dolomitentstehung ausführlich behandelt. Auch sie greift mit Annäherung an die Küste von unten in immer höhere und von oben in immer tiefere Horizonte über.

Aus dem Angeführten geht nun hervor, daß der Rand des Rötbeckens, in welchem die bunten Letten abgelagert wurden, und in welches das Meer zur Zeit der Myophorienschichten einen schwachen Vorstoß unternahm, etwa 15 km südöstlich von Kronach verlief. Wahrscheinlich war sein Verlauf nordost—südwest orientiert und griff über den heutigen Thüringer und nördlichen Frankenwald hinweg. Zur Unteren Wellenkalkzeit brach das Meer durch die Schlesische Pforte dann plötzlich ein und breitete sich über große Gebiete dieses Beckens sehr rasch aus. Deecke (**17**, p. 4) stellt sich das Röt- und Buntsandsteinbecken ähnlich dem Caspi-See als ein etwas unter dem Meeresspiegel gelegenes Binnenbecken vor, in welches sich das Meerwasser dann ergoß und die Senke sehr rasch bis zum äußersten Rand erfüllte. In einem dünnen, 1—2 m mächtigen Schichtpaket, welches konkordant dem Röt auflagert, ändert sich der gesamte Gesteinscharakter. Nach Deecke ist es eines der besten Beispiele für eine marine Transgression auf weite Fläche, da über sehr weite Flächen eine völlige Konkordanz der verschiedenartigen Bildungen auftritt. Die Sandzufuhr blieb auf die Ränder beschränkt.

Diese Anschauung Deecke's trifft nun ohne Zweifel für einen sehr großen Teil des Buntsandstein- und Rötbeckens zu, doch hat schon Vollrath gezeigt, daß das Wellenkalkmeer vom Main und der Tauber aus sich allmählich nach S erweiterte. Es wurde bereits eingehend darauf hingewiesen. Auch in Oberfranken macht sich, wie schon erläutert wurde, eine allmähliche Transgression des Muschelkalkmeeres vom Untersten Wellenkalk bis zum Mittleren Oberen Muschelkalk bemerkbar. Darauf folgte wieder ein allmählicher Rückzug. Die Transgression erfolgte zuerst auf den

Myophorienschichten und bunten Rötletten und dann auf ausschließlich terrestren Arkosesandsteinen des Röt, welche z. T. wohl auch schon zeitlich dem Untersten Wellenkalk entsprechen.

Vergleicht man das Horizontalprofil (Taf. XVII), so ist sofort klar ersichtlich, daß der ganze Muschelkalk bis zu einer Linie, welche von nur wenig südlich von Weidenberg bis zwischen Entmannsberg und Oberölschnitz am Kreussener Muschelkalkzug verläuft, allmählich und recht regelmäßig zusammenschrumpft und von einem allmählichen Höhergreifen der verschiedenen Fazies von unten und von einem ebenso allmählichen Tiefergreifen der Lettenkohlengrenze von oben begleitet wird. Bis hierher ist der Obere Muschelkalk, abgesehen von den Obersten Grenzschichten, noch durchaus kalkig entwickelt, und bis hierher reicht der Mittlere Muschelkalk in seiner normalen Beschaffenheit und mit mehr oder weniger gleichmäßiger Mächtigkeit. Bis zu dieser Linie ist der dolomitische Wellenkalk noch deutlich entwickelt; bis hierher läßt sich die Untere Schaumkalkbank und die *Cycloides*-Bank verfolgen; bis hierher treten Ceratiten und Brachiopoden noch zahlreich im Oberen Muschelkalk auf, und bis hierher fehlt dem Oberen und Mittleren Muschelkalk nahezu noch jeder Sandgehalt, und auch im Unteren Muschelkalk tritt er noch stark zurück.

Südlich dieser Linie erfolgen dann die durchgreifendsten Veränderungen Schlag auf Schlag und mit erstaunlicher Schnelligkeit. Die Gesamtmächtigkeit schrumpft plötzlich stark zusammen; der Mittlere Muschelkalk verschwindet fast ganz und läßt sich von jetzt ab von dem Unteren nur noch schwer und schließlich gar nicht mehr unterscheiden. Der Untere und Mittlere Muschelkalk sind vorwiegend sandig ausgebildet, und der Tongehalt tritt stark zurück. Die Trochitenschichten und dann der ganze Obere Muschelkalk werden dolomitisch und schließlich vorwiegend tonig-sandig. Die Grenzen nicht nur der verschiedenen Muschelkalkglieder untereinander, sondern auch die gegen die Lettenkohle verschwimmen immer mehr und mehr.

Auch bei dem Rückzuge des Meeres ist diese Linie von Bedeutung. Ist südlich von ihr die Trennung von Lettenkohle und Oberem Muschelkalk gar nicht oder doch nur sehr schwierig durchzuführen und die Lettenkohle zum großen Teil nur sehr kümmerlich entwickelt, läßt sich hingegen nördlich davon wieder eine genaue Gliederung durchführen, an der Muschelkalk-Lettenkohlengrenze

treten dolomitisch-glaukonitische Bänke und Bonebedlagen auf, und auch die Lettenkohle zeigt die normale Entwicklung.

Ohne Zweifel stellt diese Linie eine untermeerische Böschungsstufe dar, welche das unmittelbare Flachwasser und Strandgebiet von einer tieferen Vorzone trennte. Zur Unteren Wellenkalkzeit wurden südlich von ihr Sand, nördlich davon jedoch die leichteren klastischen Bestandteile, d. h. die tonigen Schichten abgelagert. Zur Oberen Wellenkalkzeit reichte bis hierher, der fortschreitenden Extension des Meeres entsprechend, noch das Gebiet der physiologisch-chemischen Carbonatfällung; doch war es noch ein Flachwassergebiet, und es entstand daher Dolomit. Zur Oberen Muschelkalkzeit reichte dann bis hierher noch das Gebiet der Kalkausscheidung, und erst südlich davon lag das Flachwassergebiet der Dolomitbildung.

Diese untermeerische Schwelle verläuft in SW—NO-Richtung, also varistisch, und kann daher, ebenso wie die größere Mächtigkeit der marinen Einschaltungen im Muschelkalk bei Eschenbach, wo das Meer weiter nach S reichte, als am heutigen Urgebirgsrand, wo seine Küste nicht weit südlich von Kemnath lag, für einen mehr oder weniger varistischen Verlauf der Küste des Muschelkalkmeeres am Nordostrande der Böhmischen Masse geltend gemacht werden. Auf die sonstige Verteilung von Wasser und Land soll erst im tektonischen Teil ausführlich eingegangen werden.

Vergleicht man die einzelnen Stufen und Leithorizonte des Muschelkalks in dem zusammengestellten Horizontalprofil (Taf. XVII), so fällt sofort auf, daß diejenigen Schichtkomplexe am längsten anhalten und am weitesten nach S reichen, welche auch im Beckeninnern oder über größere Gebiete als Flachwasserbildungen auftreten. Dieses erscheint ohne weiteres verständlich, da während iher Ablagerung die hier im Randgebiet dauernd herrschenden Flachwasserbedingungen, wenn auch nicht in ganz derselben, so aber doch in ähnlicher Form auch in das Beckeninnere vordrangen. Diese Schichten kennzeichnen somit Perioden allgemeiner Verflachung.

Am auffälligsten zeigt dieses der Mittlere Muschelkalk, welcher in absolut normaler, dolomitisch-mergeliger Ausbildung und mit mehr oder weniger gleichbleibender Mächtigkeit bis an die vorhin erwähnte Schwelle reicht. Die Faktoren der Dolomitbildung, d. h. die Anreicherung von Mg-Ionen im Meerwasser erstreckten sich zu dieser Zeit eben auf das ganze Becken und nicht nur auf das

Randgebiet, so daß überall gleichartige Ablagerungen entstanden. Eine größere, wenn auch nicht vollständige Abschnürung vom offenen Meer, verbunden mit einer allgemeinen Verflachung, wird hierbei die Hauptursache gewesen sein.

Ähnliches gilt für die *Orbicularis*-Schichten, welche diese Verflachung einleiten. Durch ihren zunehmenden und hohen Sandgehalt, sowie ihre zunehmend dolomitische Ausbildung zeigen sie zwar hier im Randgebiet eine deutliche Beeinflussung vom Festland, sind aber weiter nach S, bis in die Gegend von Göppmannsbühl und Wirbenz verfolgbar. Sie stellen den am weitesten nach S deutlich verfolgbaren Horizont des ganzen Muschelkalks dar.

Auch die Schaumkalke sind eine Flachwasserbildung. Nach Vollrath (**62**, p. 262) besitzen sie eine ausgeprägte Flachmeerfauna, welche nach S verschwindet. Nach ihm dehnte sich zu dieser Zeit nördlich der Tauberbarre ein Flachmeer aus. Es ist daher nicht weiter verwunderlich, wenn die markanteste der Schaumkalkbänke, die Untere, wenn auch in veränderter Ausbildung, weit nach S in das Küstenflachmeer anhält.

Nach Vollrath erreichen die *Orbicularis*-Schichten ihre größte Mächtigkeit im Mosbacher Becken (14 m). Gegen S erfolgt eine leichte Abnahme (8—10 m). In der Richtung auf die Tauberbarre keilen sie vollständig aus. Jenseits der Tauberbarre haben sie ihre größte Mächtigkeit bei Würzburg (6 m). In der Richtung auf Karlstadt und die Tauber nehmen sie rasch ab, während ihre Mächtigkeit in der Richtung nach Meiningen (1,5—2 m) langsamer abnimmt. Weiter nördlich (Jena, Naumburg, Göttingen) keilen sie ganz aus und die dolomitische Fazies des Mittleren Muschelkalks setzt dort schon über den Schaumkalkbänken, z. T. schon über der Unteren ein (**62**, p. 261/62). Das tiefste Gebiet lag demnach bei Mosbach. Nördlich der Tauber dehnte sich ein Flachmeer aus, dessen tiefste Stelle bei Würzburg lag. Es hat sich also die Achse des Meininger „Grabens", wo im Gebiet nördlich der Tauber die Unteren Wellenkalkschichten die größte Mächtigkeit aufwiesen, in der Richtung auf Würzburg, also nach S verschoben. Schon in den Schichten zwischen den Terebratelbänken und der Unteren Schaumkalkbank zeigte sich ein schwaches Anschwellen in der Richtung auf Würzburg (Meiningen 20—25 m; Würzburg 29—30 m).

Damit stimmen gut überein die Mächtigkeiten der betreffenden Schichten in dem nördlichen Oberfränkischen Gebiet. Die Mächtigkeit der Schichten zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und der Unteren Schaumkalkbank beträgt bei Zeyern 32—33 m, während die *Orbicularis*-Schichten hier noch ungefähr 10 m mächtig sind. Beide Mächtigkeiten nehmen nach SO allmählich ab. Es zeigt sich somit auch hier eine Verschiebung der Achse des Meininger „Grabens" von Meiningen aus nach SO. Es kommt auch hierdurch die der varistischen Richtung longitudinale, epirogenetische Aufwölbung (Spezialundation) im südlichen und südöstlichen Gebiet des Muschelkalkmeeres,

welche sich schon in dem mehr oder weniger varistisch gerichteten Verlauf dieser Küste äußert, gut zum Ausdruck. Man vergleiche damit die Bedeutung des Lothringischen Hauptsattels für die Sedimentation zur Muschelkalkzeit (**71**, p. 142).

Es ist auffallend, daß das verhältnismäßig rasch voranschreitende Muschelkalkmeer nirgends eine deutliche, einem Transgressionskonglomerat vergleichbare, basale Randausbildung aufweist. Schon Deecke (**1**) und Krauss (**33**, p. 56) haben darauf hingewiesen. Wie bereits ausgeführt, stellt der Einbruch des Muschelkalkmeeres eine marine „Ingression" auf weite Fläche dar, welche sich Deecke als einen Einbruch des Meerwassers in ein etwas unter dem Meeresspiegel gelegenes Becken vorstellt, weil die Untersten Wellenkalkbänke auf weite Strecken konkordant auf dem Röt lagern (**17**, p. 4). Jedenfalls haben wir es in großen Gebieten mit einer mehr oder weniger raschen „Ingression" des Meeres zu tun, wobei die betreffenden Randgebiete rasch untertauchten. Von einer eigentlichen „Transgression" kann daher für große Gebiete nur in beschränktem Sinne die Rede sein.

Bei der Extension des Muschelkalkmeeres ist die Abrasion durch das Meer von ganz verschwindend geringer Bedeutung. Das eigentliche Grundelement dabei waren die epirogenetischen Bewegungen: das Untertauchen der weiten Ufer eines flachen Festlandes. Erfolgt dieses sehr rasch, oder ist es schon vor dem Meereseinbruch durch ein Absinken des Binnenbeckens unter den Spiegel des offenen Meeres vorbereitet, so findet eine „Ingression" des Meeres statt, ein Überfluten weiter Gebiete. Eine eigentliche Transgression ist nur bei einem langsamen Vordringen des Meeres gegeben und es spielt hierbei die Abrasion eine größere, wenn auch im Vergleich zu den epirogenetischen Bewegungen immerhin noch sehr unbedeutende Rolle. Es muß dabei Festlandsgestein in wechselnden Mengen aufgearbeitet und umgelagert werden.

Fassen wir die Randgebiete des Muschelkalkmeeres näher ins Auge, so sehen wir, daß die Muschelsandsteinfazies keineswegs überall auftritt. Verfolgt man z. B. die Mächtigkeit des Unteren Muschelkalks (**33**, p. 54—57) aus dem nördlichen Elsaß in das südliche Baden, so zeigt sich, daß trotz der zunehmend geringeren Schichtmächtigkeit der Sandgehalt abnimmt und schließlich ganz fehlt. „Wir nähern uns hier zwar dem Festland des Vindelizischen Rückens, aber wesentlich in der Wellendolomitfazies" (**33**, p. 57). Der Angriff des Meeres auf die wahrscheinlich vorwiegend kristalline

Küste scheint sehr gering gewesen zu sein. Eine Abrasion tritt überhaupt nicht in Erscheinung. Es bietet sich hier also das typische Bild einer „Ingression", d. h. des raschen Untertauchens eines flachen, eingeebneten Festlandes, von welchem unter den ariden Klimaverhältnissen nur sehr wenig terrigenes Material durch fließendes Wasser in das Meeresbecken gelangte. Die Carbonatausscheidung konnte hier noch bis ins unmittelbare Küstengebiet vordringen, ohne von terrigenen Sedimenten beeinflußt oder ganz verdeckt zu werden. Im erwärmten Flachwasser bildete sich bei erhöhter Mg-Ionenkonzentration vorwiegend Dolomit.

Hieraus, d. h. durch das rasche Untertauchen des flachen Festlandes, die geringe oder ganz verschwindende Bedeutung der Abrasion und die durch die ariden Klimaverhältnisse bedingte äußerst geringe Sedimentation vom Festlande her in den Randgebieten, erklärt sich die in manchen Randgebieten so verschwindend geringe Beeinflussung der Carbonatsedimente durch das benachbarte Festland. Die wechselnde Beeinflussung aber dieser Sedimente durch die benachbarten Festländer in verschiedenen Gebieten erklärt sich dadurch, daß stellenweise das Meer nur langsam vordrang, d. h., daß stellenweise die Ingression in eine Transgression überging. Es wurde hier Festlandsmaterial aufgearbeitet und umgelagert und die Carbonatsedimente dadurch durch terrigenes Material mehr oder minder stark beeinflußt. Die Zufuhr von klastischem, terrigenem Material auf diesem Wege kann so groß sein, daß die Carbonatausscheidung nur verdeckt, undeutlich oder kaum noch in Erscheinung tritt.

Ein Sediment solcher Abrasion bei gehemmter Transgression ist nun der Muschelsandstein. Die terrestren, vorwiegend äolisch entstandenen Ablagerungen des Muschelkalks bei Eschenbach und Eisersdorf scheiden für diese Betrachtungen schon aus. Der Muschelsandstein ist also, worauf Krauss bereits hingewiesen hat, nicht das normale Randgebilde des vordringenden Meeres und daher auch nicht ringsherum um das Muschelkalkbecken zu erwarten. Er entstand besonders dort, wo alte, konsolidierte Kerne dem Vordringen des Meeres Widerstand leisteten, d. h. nur langsam und dann nur randlich in den allgemeinen epirogenetischen Senkungsvorgang hineinbezogen wurden. Solche tektonischen Hochgebiete waren das Ardennenfestland, das Französische Zentralplateau und die Böhmische Masse.

Haben wir es somit auch am Nordwestrande der Böhmischen Masse und am Nordrande seiner damaligen Verlängerung, des Vindelizischen Festlandes, mit einer mehr oder weniger gehemmten Transgression des Muschelkalkmeeres zu tun, so war es jedoch kein aus festen Gesteinen bestehendes Festland, über welches das Meer transgredierte. Irgendwelche, bei einer intensiven Abrasion entstandenen Geröllager an der Basis, also ein Transgressionskonglomerat, fehlen vollkommen. Wo der gelbe dolomitische Grenzkalk den terrestren Arkosen des Obersten Buntsandsteins auflagert, enthält er lediglich größere Quarzkörner. Die bei Eisersdorf und Eschenbach an der Basis der Fossileinschaltungen häufigen, in der Brandungszone entstandenen flachen Mergeldolomitgeschiebe sind kein eigentliches Transgressionskonglomerat, da sie nur einen während des Transgressionsvorgangs in unregelmäßigen Vertiefungen (Lagunen?) abgelagerten und dann wieder aufgearbeiteten gelben Mergeldolomit darstellen, welcher stellenweise noch ungestört im normalen Schichtverbande erhalten ist.

Es war vielmehr ein weites, flaches, in seinem eigenen, unter ariden Klimaverhältnissen entstandenen Schutt ertrunkenes, vorwiegend granitisches Gebiet und ein fast völlig abgetragenes, zu einer Endrumpffläche umgewandeltes Festland, welches das Meer ohne eigentliche Abrasion, wenn man darunter die Zerstörung und Aufarbeitung fester Gesteine versteht, jedoch mit einer mehr oder weniger intensiven Umlagerung des vorhandenen, losen unverfestigten Schuttes überflutete.

Dieses tritt deutlich bei Eschenbach hervor, wo die Fossilbänke häufig nicht nur seitwärts, sondern auch nach unten und oben ohne Schichtfuge in carbonatfreie, fossilleere Arkose übergehen, welche ihrerseits nach unten wieder in 12—15 m mächtige, ungebankte, vorwiegend äolisch entstandene Arkosen übergeht, welche dann ihrerseits wieder ohne irgendwelche konglomeratischen Lagen unter allmählicher Vergröberung des Korns in die Arkosen des Buntsandsteins fortsetzen. Die Fossilführung wird häufig nur von einer, manchmal rasch wechselnden, von dem ausgelaugten, eisen- und manganhaltigen Carbonat herrührenden Braunfärbung begleitet und angedeutet.

Der Granitschutt wurde z. T. nur wenig weit verfrachtet, wie das z. B. die vielen großen, idiomorph begrenzten Orthoklas- und Quarzkristalle im Obersten Röt bei Weidenberg zeigen. Es ist daher anzunehmen, daß irgendwo in der Umgebung kristallines Gestein zur Oberen Buntsandsteinzeit noch anstehend vorhanden war. Bei Weidenberg wird der Buntsandstein noch vom Rotliegenden

unterlagert, welches mit 400 m Mächtigkeit durchteuft wurde. Nach S schwillt die Mächtigkeit des Rotliegenden an, um bei Weiden über 1500 m zu erreichen. Es muß hier zur Rotliegendzeit ein größeres intramontanes Becken existiert haben, über dessen Umrandung jedoch noch wenig Klarheit herrscht. In der von Weiden wenig weit entfernten Bodenwöhrer Bucht transgrediert der Keuper bereits über Granit. De Terra (**59**) und Oswald konnten in der Gegend von Erbendorf jedoch keine Beeinflussung des Rotliegenden durch irgendwelche eng benachbarte Uferlinie feststellen. Da nun aber bereits der Buntsandstein und nach ihm der Muschelkalk Oberfrankens und der nördlichen Oberpfalz in der deutlichsten Weise eine Beeinflussung durch ein ausgedehntes Granitgebiet erkennen lassen, so ergibt sich daraus, daß während der Buntsandsteinzeit ein großer Teil der in ihrer Ausdehnung allerdings nicht näher bekannten Rotliegenddecke bereits abgetragen und der unterlagernde Granit und Gneis der Denudation zugänglich gemacht worden war. Es ist ja allerdings nicht unmöglich, daß ein Teil der Arkosen des Buntsandsteins nur umgelagerte Arkosen des Rotliegenden darstellen, doch dürfte dieses kaum für die vorhin erwähnten Arkosen des Oberen Buntsandsteins mit ihren großen, idiomorph begrenzten Orthoklasen der Fall sein. Eine mehrmalige Umlagerung würde doch wohl sicher eine größere Zerkleinerung dieses klastischen Materials herbeigeführt haben.

Irgendwelche bedeutenderen Klimaänderungen, von der ariden nach der humiden Seite, lassen sich am Schlusse der Buntsandsteinzeit und zu Anfang der Muschelkalkzeit nicht erkennen. Abgesehen von dem etwas feineren Korn gehen die hellen Arkosen des Buntsandsteins ganz unverändert in die des Muschelkalks über. Außerdem spricht die von Vollrath festgestellte zeitliche Äquivalenz der doch jedenfalls unter ariden Klimaverhältnissen entstandenen bunten Rötletten im südwestlichen Deutschland mit den unteren Wellenkalkschichten nördlich der Tauber gegen irgendwelche durchgreifenden klimatischen Änderungen zu Anfang der Muschelkalkzeit. Höchstens kann man die im Mittleren und Oberen Teil des Unteren Muschelkalks im Eschenbacher Profil häufiger werdenden geschichteten, feinkörnigen Arkosen mit glimmerreichen Schichtflächen für eine zunehmende Häufigkeit von episodischen Regengüssen und Schichtfluten in Anspruch nehmen. Auch läßt sich der höhere Pflanzengehalt dieser Schichten in ähnlicher Weise

verwerten. Die allgemeinen Klimaverhältnisse auf dem benachbarten Festlande zur Unteren Muschelkalkzeit müssen meiner Ansicht nach als vorwiegend arid betrachtet werden.

Auch mit dem Übergang vom Unteren zum Mittleren Muschelkalk sind meiner Ansicht nach keine irgendwie bedeutenden Klimaänderungen erfolgt. Die dem Mittleren Muschelkalk entsprechenden Arkosen im Küstengebiet zeigen vielmehr ganz dieselbe Beschaffenheit wie die des Unteren, welche gleichmäßig ohne irgendwelche Grenze in diese übergehen. Wie bereits erwähnt, sind im oberfränkischen Gebiete, z. B. bei Trebgast, die *Orbicularis*-Schichten bereits dolomitisch und sandig, während die liegenden Schichten bis zur Unteren Schaumkalkbank noch vorwiegend kalkig und nahezu frei von terrigenen klastischen Sedimenten sind. Es wäre hieraus vielleicht auf eine geringe Regression des Muschelkalkmeeres im Zusammenhang mit dem Einsetzen der Bildungsbedingungen für den Mittleren Muschelkalk zu schließen.

Es ist nun dabei gar nicht so viel an irgendwelche größeren epirogenetischen Vorgänge oder an eine wesentliche Erhöhung der Aridität der Klimaverhältnisse zu denken, als an eine mehr oder weniger vollständige Abschnürung des Muschelkalkmeeres vom offenen Meere. Die Ursache wird wahrscheinlich in der allmählichen Heraushebung der Randgebiete in der Umgebung der Schlesischen Pforte, durch welche das Meer zur Unteren Muschelkalkzeit eindrang, und dem dadurch bedingten allmählichen Verschluß dieser Pforte zu suchen sein. Es machte sich hier derselbe epirogenetische Vorgang schon bemerkbar, welcher diese Gebiete (Oberschlesien, Krakau usw.) in küstennahe Flachgebiete zur Oberen Muschelkalkzeit umwandelte.

Die Verbindung mit dem offenen Ozean wird bereits zur Oberen Wellenkalkzeit keine besonders offene gewesen sein, da die mächtigen, fossilarmen bis fossilleeren, knollig-welligen Gesteine unterhalb der Unteren Schaumkalkbank wahrscheinlich schon in salzreicherem Wasser abgelagert worden sind. Bei noch größerer, nahezu vollständiger Abschnürung können dann auch ohne weitgehende Verflachung, welche sich im unmittelbaren Küstengebiet doch irgendwie hätte bemerkbar machen müssen, und ohne irgendwelche größere Temperaturerhöhung die notwendigen Bildungsbedingungen für die Gesteine des Mittleren Muschelkalks entstanden

ein. Der Wasserverlust durch Verdunstung konnte infolge der größeren Abschnürung nicht ergänzt werden, und das Meer wurde demzufolge immer salzreicher, bis schließlich die Konzentration der verschiedenen in Betracht kommenden Ionen eine genügende war, um neben $Ca\,CO_3$ auch die zur Dolomitbildung erforderliche Menge von basischem $Mg\,CO_3$ ausscheiden zu lassen.

Im Falle der vorhin angeführten, durch die sandig-dolomitische Beschaffenheit der *Orbicularis*-Schichten angedeuteten schwachen Regression handelte es sich wohl um einen schwachen geringfügigen Rückzug des Meeres aus den Randgebieten infolge der größeren Wasserverdunstung, d. h. größer insofern, als der Wasserverlust nicht ständig erneuert werden konnte. Zu einem vollkommenen Verdunsten des Meerwassers und einem vollständigen Verschwinden der marinen Fauna ist es jedenfalls auf keinen Fall gekommen. Die Gips- und Salzstöcke sind ganz lokale Bildungen. Abgesehen davon, daß in einzelnen Bänken des Mittleren Muschelkalks einige Fossilien und z. B. bei Weidenberg auch fossilführende Oolithbänke vorkommen, besitzt die Fauna des Germanischen Muschelkalkbinnenmeeres eine zweifellose Kontinuität. Während die anpassungsfähigen Küsten- und Flachseeformen die ungünstige Periode der Anhydritgruppe überdauerten, sind die Ammoniten: *Ptychites dux*, *Beyrichites*, *Balatonites*, *Hungarites* usw. den durch die ausgedehnte Verdunstung des Wassers bedingten Veränderungen erlegen.

Zur Oberen Muschelkalkzeit erfolgte dann wieder von SW her eine neue Verbindung mit dem Thetysmeer, und mit der frischen Zufuhr von Wasser setzte dann wieder eine Periode normaler kalkiger Sedimentation und eine neue große Faunenentwicklung ein. Ein wesentlicher Klimawechsel trat aber auch zu dieser Zeit nicht ein, denn auch der Obere Muschelkalk, besonders die untere Abteilung, führt im Küstengebiet feldspathaltige Sandsteine. Aus dem größeren Tongehalt, dem Zurücktreten von Feldspat im Mittleren Oberen Muschelkalk des unmittelbaren Küstengebiets und vor allem den Kohlen und zahlreichen Pflanzenvorkommen in der Lettenkohle ist jedoch zur Mittleren und obersten Oberen Muschelkalk- und Lettenkohlenzeit auf ein humideres Klima zu schließen. Mit dem unteren Gipskeuper erfolgte dann wieder ein Umschlag nach der ariden Seite.

D. Tektonischer Teil.

Morphologie.

Es wurde bereits in dem die Verbreitung des Muschelkalks behandelnden Teil darauf hingewiesen, daß die verschiedenen Muschelkalkvorkommen hauptsächlich an tektonische Störungslinien gebunden sind. Diese tektonischen Linien beeinflussen nicht nur das geologische Bild des Gebietes zwischen Jura und Urgebirge, in dem sie es äußerst wechselvoll gestalten, sondern sie sind auch morphologisch stark ausgeprägt. Verbunden mit der durch die Bruchfaltung bewirkten Schrägstellung der Schichten lassen sie das sonst in Muschelkalk- und Keupergebieten ziemlich einheitliche Oberflächenrelief äußerst abwechslungsreich erscheinen. Es geht das sonst in Muschelkalkgebieten, wie z. B. in der Mittel- und Unterfränkischen Triasplatte, vorherrschende plateauförmige Landschaftsbild in ein schmal-rückenförmiges über.

Der Muschelkalkzug entlang der Randspalte, welcher nebst den Unteren Keuperablagerungen das unmittelbare Vorland zu dem steil aufragenden Urgebirgsrande bildet, besitzt noch im N bei Kronach infolge seiner weniger steil gestellten Lagerung und der noch mehr oder weniger normalen Gesteinsausbildung ein dem typischen Muschelkalklandschaftsbild sehr ähnliches Gepräge, aber auch er nimmt nach S immer mehr den Charakter eines breiten, vom Oberen Muschelkalk gekrönten Höhenrückens an.

Ist somit das Landschaftsbild des Oberfränkischen Triasstreifens im wesentlichen tektonisch bedingt, so ist für die morphologische Gestaltung im einzelnen auch die petrographische Ausbildung der Muschelkalkgesteine und somit die Fazies von entscheidendem Einfluß. Nicht nur, daß die widerstandsfähigen Carbonatgesteine des Oberen Muschelkalks fast überall die Höhenzüge krönen, sondern auch in der morphologischen Gestaltung der einzelnen Muschelkalkglieder selbst kommen die Faziesveränderungen auf das deutlichste zum Ausdruck.

Im N bei Kronach ist das charakteristische Bild der Muschelkalksteilhänge noch typisch entwickelt: ein von den weichen Letten des unterlagernden Röt angebahnter sanfter Hang setzt sich, nach oben immer steiler werdend, fort, um schließlich mit einem hohen Steilhang, häufig mit einem Steilabsturz, dessen Oberkante vom Schaumkalkhorizont gebildet wird, zu enden. Mit den *Orbicularis*-Platten setzt eine Verebnung ein, welche von dem Mittleren Muschelkalk fortgesetzt wird. Dieser bildet außerdem mit seinen dolomitisch-tonigen Gesteinen einen überall wahrnehmbaren, mehr oder weniger feuchten Wasserhorizont. Darauf folgt mit den Trochitenschichten des Oberen Muschelkalks eine zweite, markante, wenn auch viel niedrigere Steilstufe, welche überall die Höhen krönt. Die Steilhänge am Kreuzberg bei Kronach, der Steilabsturz am Rodachufer bei Zeyern und die Muschelkalkhänge bei Fischbach bieten, abgesehen von der geringeren Schichtmächtigkeit, im wesentlichen dasselbe Bild wie die Steilhänge des Maintales bei Würzburg oder das südthüringische Muschelkalkgebiet. Nur macht sich bereits hier die tonigere Entwicklung der Wellenkalkschichten unterhalb der Terebratelbänke und ein dementsprechender sanfterer Hang an der unteren Grenze bemerkbar. Den Hauptanteil am Steil-

hang nehmen die mächtigen, kompakten Knollenkalkschichten zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und den Schaumkalkbänken ein. Es herrscht hier jedoch noch im großen und ganzen der typische terrassenförmige Aufbau des Muschelkalks der Thüringisch-Fränkischen Fazies.

Während sich die morphologische Gestaltung des Mittleren und Oberen Muschelkalks bis weit südlich von Bayreuth gleich bleibt, tritt vom Weißmaintal an der Wellenkalk immer mehr und mehr im Landschaftsbild zurück. Der noch bei Zeyern so imposante Steilhang verschwächt sich allmählich, aber stetig mehr und mehr. Zuerst werden davon die untersten Schichten bei zunehmendem Ton- und Sandgehalt betroffen. Infolge der vollständig tonigsandigen Ausbildung des Unteren Wellenkalks bildet dieser am Bindlacher und Oschenberg nur noch einen sanften Hang, welcher auch von den Schichten über dem Horizont der Terebratelbänke infolge ihrer geringen Mächtigkeit und infolge des fast vollständigen Fehlens der Schaumkalkbänke nicht wesentlich unterbrochen wird.

Südlich von Bayreuth ist die Verebnung des Unteren Muschelkalks vervollständigt, so daß von jetzt ab nur noch die Grenze des Mittleren gegen den Oberen Muschelkalk morphologisch in Erscheinung tritt. Unterer und Mittlerer Muschelkalk bilden einen flachen Hang, welcher erst von den Trochitenschichten mit einer Steilstufe unterbrochen wird.

Bildete bisher der Mittlere Muschelkalk mit seinen mergelig-dolomitischen Schichten fast überall einen Wasserhorizont, so löst der Untere Wellenkalk mit seinen metermächtigen Tonen ihn jetzt ab. Die Rötmuschelkalkgrenze ist von jetzt ab vielfach versumpft und es treten zahlreiche starke Quellen, ja auch einige Weiher an ihr auf.

Weiter südlich ereilt nun auch den Oberen Muschelkalk das gleiche Schicksal, denn auch er wird von starken und raschen Veränderungen in der Gesteinsbeschaffenheit betroffen. Seine unteren und oberen Schichten werden immer dolomitischer und dann toniger, so daß auch der von ihm gebildete Hang sich stark verflacht und abschwächt. Dabei verringert sich auch seine Mächtigkeit so stark, daß schon bei Altenkünsberg in der Nähe von Kreussen der ganze Muschelkalk eingeebnet erscheint. Nur die geringmächtigen dolomitischen Gesteine der Unteren Trochitenschichten bilden noch einen etwas größeren Böschungswinkel.

Bei Kemnath tritt der ganze Muschelkalk nur noch als geringmächtige Decke oder als kleine Reste davon über dem Röt auf. Die von ihm gebildeten niedrigen flachen Hügel verschwinden im Landschaftsbild, besonders gegen den steil aufsteigenden Urgebirgsrand und die vielen in der Umgebung aufragenden Basaltschlote, vollkommen und ordnen sich ganz in das eintönige Bild der Keuperlandschaft ein. Der Untere Muschelkalk bildet hier keinen Wasserhorizont mehr, denn sowohl er wie auch der Mittlere Muschelkalk sind hier nahezu vollkommen sandig ausgebildet. Es ist jetzt der Obere Muschelkalk, welcher mit seinen ohne scharfe Grenze in die Lettenkohle übergehenden Tonen stellenweise einen schwachen Wasser- und Sumpfhorizont bildet.

Bei Eschenbach tritt der Muschelkalk entsprechend seiner größeren Mächtigkeit und der vorwiegenden Zusammensetzung aus widerstandsfähigen,

mächtigen Arkosen wieder stärker im Landschaftsbild hervor. Er setzt hier den schroffen, vom Buntsandstein begonnenen Steilhang an der Eschenbach—Grafenwöhrer Verwerfung nach oben fort und dacht sich von der Kante unter flachem Winkel nach NNO und NO ab.

Tektonik.

Das Auftreten der Muschelkalkschichten an verschiedenen vorwiegend hercynisch gerichteten Störungslinien ist schon von Gümbel klar erkannt worden. Gümbel scheint jedoch der Ansicht gewesen zu sein, daß die Buntsandstein- und Muschelkalkschichten in einem besonderen, Oberfränkisch-Oberpfälzischen, an das Urgebirge grenzenden Becken abgelagert wurden (**26**, Bd. III, p. 113 und 592). Er hielt es für wahrscheinlich, daß diese nicht unter dem Fränkischen Jura nach W ins Unterfränkische Buntsandstein- und Muschelkalkgebiet fortsetzen, sondern daß zwischen beiden eine breite, unausgefüllte Lücke vorhanden war. Vom Keuper nimmt er jedoch an, daß dieser sich unter dem Fränkischen Jura hindurch mit dem des Fränkisch-Schwäbischen Gebiets verbindet, wie es der Maineinriß zwischen Bamberg und Kulmbach beweist. p. 113 ebenda führt er aus: „Auch scheint ein klippenähnlicher Untergrund in der Nähe des Gebirgsrandes den in mehreren parallelen, nebeneinander fortlaufenden, schmalen Streifen aufragenden Triasgliedern bereits diese Form der Begrenzung anstatt der sonst bei diesen Gebilden gewöhnlichen, weit ausgedehnten Verbreitung über große Strecken aufgedrückt zu haben, welche durch die späteren, gleichfalls in derselben Richtung wirksamen Verschiebungen noch erheblich verstärkt wurde."

Was Gümbel zu dieser eigentümlichen Auffassung geführt hat, ist mir unbekannt, jedenfalls erscheint sie vollkommen unhaltbar. Die faziellen Veränderungen des Muschelkalks gehen ausschließlich von NW nach SO vor sich. In ostwestlicher Richtung lassen sich nicht die geringsten Unterschiede erkennen, soweit das eng benachbarte, streifenförmige Auftreten des Muschelkalks derartige Beobachtungen überhaupt zuläßt. Es fehlt jeder Grund zu der Annahme, daß der Muschelkalk nicht unter dem Fränkischen Jura nach W fortsetzt, vielmehr ist es sehr wahrscheinlich, daß das Muschelkalkmeer sich nach W und SW ununterbrochen bis in das Fränkisch-Schwäbische Triasgebiet ausdehnte. Auf die Ansicht Gümbel's, daß das Muschelkalkmeer sich nicht über das Urgebirge des Frankenwaldes und Fichtelgebirges ausdehnte, sowie auf die südöstliche und südliche Küste des Muschelkalkmeeres ist bereits im paläogeographischen Teil eingegangen worden.

Nicht nur wird das Oberfränkisch-Oberpfälzische Triasgebiet von zahlreichen großen, hercynisch gerichteten Störungslinien durchzogen, sondern die Schichten sind stellenweise, besonders in den

aufgepreßten Muschelkalkgebieten, von zahllosen kleineren Verwerfungen förmlich zerstückelt. Diese sind auf der Gümbel'schen Karte ganz unberücksichtigt geblieben. Besonders in der Gegend von Bayreuth sind die Lagerungsverhältnisse weit komplizierter, als auf der Gümbel'schen Karte ersichtlich ist, und auch das ganze geologische Bild bedarf in Einzelheiten wesentlicher Umgestaltung. Ich verweise in diesem Zusammenhang auf die tektonische Übersichtskarte des ganzen Gebietes (Taf. XVIII). Es ist dort auch, soweit es der Maßstab ermöglichte, das Auftreten der einzelnen Muschelkalkglieder angegeben. Wie ein Vergleich mit den Gümbelschen Blättern (Kronach, Münchberg und Erbendorf 1 : 100 000) zeigt, sind in vielen Einzelheiten erhebliche Abweichungen festzustellen.

Von den großen tektonischen Störungslinien steht die Fichtelgebirgsrandspalte an erster Stelle. Sie trennt das mesozoische Vorland von dem Urgebirge.

Als Randspalten bezeichnete Rothpletz jene Verwerfungen, die das Urgebirge begrenzen. Die Fichtelgebirgsrandspalte ist somit die nördliche Verlängerung aller jener Spalten, welche im S die Böhmische Masse gegen ihr westliches Vorland begrenzen: die südliche Randspalte zwischen Passau und Regensburg, welche am Keilberg als Keilberger Randspalte nach N umbiegt; der Pfahl, die Fensterbachverwerfung und der Bogen von Freihung. In der Gegend von Weiden beginnt dann die eigentliche Fichtelgebirgsrandspalte selbst, von wo aus sie in hercynischer Richtung über Erbendorf, Weidenberg, Berneck nach Unterrodach bei Kronach verläuft, wo sie sich in verschiedene Äste gabelt. Während die inneren Äste weiterhin in hercynischer Richtung Buntsandstein und Muschelkalk durchsetzen, biegt die äußere, eigentliche Randspalte bei Unterrodach in eine mehr nördliche und bei Zeyern ostwestliche Richtung um, welche sie bis nahe Burggrub, zwischen Kronach und Sonneberg, beibehält. Von hier verläuft sie dann wieder in hercynischer Richtung als südwestliche Begrenzung des Thüringer Waldes über Sonneberg und Suhl bis nach Altenstein.

Über ihre ganze Erstreckung ist die Randspalte morphologisch überaus stark ausgeprägt und dient als südwestliche Begrenzung der besonders in der westthüringischen Hauptmulde ausgezeichnet erhaltenen präoligocänen Landoberfläche Thüringens von Philippi. Auffallend ist, daß dort, wo die Randspalte örtlich nach N und dann wieder mehr in ostwestliche Richtung umbiegt, also buchtartig in das Urgebirge hineingreift, wie z. B. bei Kulmain und besonders östlich von Kronach bei Unterrodach und Zeyern, das mesozoische Vorland gleichzeitig besonders stark gestört erscheint. So tritt bei Kulmain eine nicht unbedeutende, varistisch streichende Querstörung auf, welche den Muschelkalk und Buntsandstein gegen Keuper abschneidet.

Querverwerfungen mehr oder weniger senkrecht zur Randspalte, also varistisch streichend, sind eine häufige Erscheinung.

Sie wurden von DE TERRA in der Erbendorfer Gegend beobachtet (**59**), von BRAND an der Randspalte bei Kupferberg (**11**) und von WURM bei Wartenfels. Meistens sind sie geringerer Ausdehnung und setzen sowohl in das Urgebirge als auch in das mesozoische Vorland hinein. Die zahlreichen kleineren jugendlichen Quertäler sind häufig entlang solchen Querverwerfungen in den steil aufragenden Urgebirgsrand eingeschnitten. Nach BRAND (**11**) hat sich in diesen scharf nordwestlich orientierten Randteilen stets auch noch die im Innern des Urgebirges maßgebende NO—SW-Richtung in Form von Transversalachsen bezw. -mulden durchgesetzt, was vor allem in den Höhenrücken und in der Anlage der Täler klar zum Ausdruck kommt. Es wird hierauf noch zurückzukommen sein.

An dieser Fichtelgebirgsrandspalte, einem Teil der großen „Fränkischen Linie" von LEPSIUS, sind die mesozoischen Schichten, welche noch bis zur oberen Jurazeit den Thüringer und Frankenwald und das Fichtelgebirge bedeckten, nicht nur gegen das aufsteigende Urgebirge abgesunken, sondern auch von diesem überschoben worden. Es äußert sich in dieser Bewegung gegen das mesozoische Vorland der bei den verschiedenen orogenetischen Vorgängen wirksame, von der Böhmischen Masse als Rahmen ausgehende seitliche Druck, welcher auch für die noch zu erörternde Bruchfaltung der mesozoischen Schichten verantwortlich ist.

Überschiebungen des Urgebirges über sein südwestliches Vorland sind allgemein am Südwestrande der Böhmischen Masse beobachtet worden (vgl. **49 59 53** und **32**). Auch BRAND konnte eine Überschiebung an der Fichtelgebirgsrandspalte bei Kupferberg nachweisen (**11**). Hier zeigt sich die Trias unter Winkeln von 40—60° von NO her von mächtigen Diabasmassen überfahren (p. 76).

Dieser großen, gewissermaßen Richtung angebenden Randspalte laufen nun in unmittelbarer Nachbarschaft zahlreiche größere und kleinere Störungslinien parallel, wie aus der tektonischen Übersichtskarte ersichtlich ist. Da sie auf den GÜMBEL'schen Karten vollkommen unberücksichtigt geblieben sind, das geologische Bild aber nicht unwesentlich beeinflussen, sei hier besonders darauf hingewiesen.

Besonders stark zerworfen ist das Gebiet östlich und südöstlich von Bayreuth. Die geologischen Verhältnisse sind hier auf der GÜMBEL'schen Karte auch nicht annähernd richtig, sondern nur in groben Umrissen dargestellt. Dieses gilt besonders für die geologischen Verhältnisse im Steinachtal zwischen Laineck und Untersteinach. Auf der GÜMBEL'schen Karte ist dieses Tal nur bei Laineck-Rodersberg von einer NW—SO-Verwerfung, der Kulmbacher Spalte, durchschnitten. Die Lagerung der Triasschichten ist rein schematisch dargestellt:

Röt unten im Flußtal und darüber der Reihe nach die einzelnen Muschelkalkglieder. In Wirklichkeit aber treten alle Stufen, vom Röt bis zur Lettenkohle, nebeneinander im Flußbett auf, welches z. T. tektonisch bedingt ist. Dicht bei der Spinnfabrik oberhalb Friedrichstal streicht vom Westfuße des Oschenbergs her durch das Steinachtal eine NW—SO-Verwerfung durch bis östlich von Seulbitz, wo der Obere Muschelkalk gegen untersten Benkersandstein abstößt. Die Steinach hat sich zwischen Friedrichstal und Höflas entlang dieser Spalte eingeschnitten. Gegen Röt abstoßend senkt sich hier der Obere Muschelkalk vom Oschenberg her ins Tal hinab und auch vom Rodersberg her senken sich alle Muschelkalkschichten nach ONO ins Tal. Bei Höflas grenzt dann der Obere Muschelkalk, und zwar Ceratitenschichten, in steilgestellter und verquetschter Lagerung gegen den dolomitischen Wellenkalk des Unteren Muschelkalks. Gleichzeitig treten unten im Flußbett, von diesem bespült, einzelne zerquetschte Fetzen der untersten Lettenkohle auf. Es bietet sich hier das Bild eines Einbruchs, dessen Randteil muldenförmig geschleppt erscheint und von durch Verquetschung entstandenen Brüchen überaus stark gestört ist.

Talaufwärts heben sich dann zu beiden Seiten der Steinach die einzelnen Muschelkalkglieder wieder aus dem Tal heraus, so daß bei Döhlau die liegenden Sandsteine des Röt wieder zutage treten, doch nur auf kurze Strecke, denn an der Umbiegungsstelle der Steinach in NW—SO-Richtung senkt sich der Untere Muschelkalk wieder ins Tal hinab, um sich jedoch in der Richtung auf Untersteinach rasch wieder herauszuheben. Ich verweise hier auf das Profil Untersteinach—Rodersberg (Fig. 3). Zu beachten ist, daß es sich hier um eine Transversalmulde quer zum hercynischen Streichen der Muschelkalkschichten und allgemeinen Störungslinien handelt.

Ein ebenfalls stark gestörtes Gebiet liegt im W und SW von Weidenberg. Auch hier sind die Lagerungsverhältnisse auf der Gümbel'schen Karte rein schematisch dargestellt. Der Weidenberger Culm besteht aus einer nach WSW einfallenden NW—SO streichenden Scholle von Buntsandstein, Unterem, Mittlerem und Oberem Muschelkalk, welch letzterer auf der Höhe des steilen Grates gegen Oberen Buntsandstein abstößt. Die stark zusammengepreßten Unteren Trochitenschichten liegen hier lediglich auf dem Südwesthang in geringer Mächtigkeit. An dieser hercynisch gerichteten Verwerfung senken sich nun der Mittlere und Untere Muschelkalk, sowie die Rötsandsteine, im W erst gegen Oberen, dann Mittleren Buntsandstein abstoßend, nach Weidenberg ins Tal hinab, so daß unten in der Ziegeleigrube oberhalb der Steinach die untersten Tone des Unteren Muschelkalks und der Obere Buntsandstein in stark gestörter, verquetschter Lagerung als schmaler, sich zuspitzender Keil vom Mittleren Buntsandstein umgeben sind. Der Senkungsbetrag ist hier ungefähr 60—70 m.

Von Weidenberg verläuft diese Spalte nun in südöstlicher Richtung vom Grat des Culms nach Fischbach und Kirmses, wo sie von einer größeren NNO streichenden Querverwerfung betroffen wird, welche gleichzeitig den Muschelkalkzug südwestlich von Weidenberg bei Fenkensees gegen Benkersandstein abstoßend verschwinden läßt. Von Kirmses aus verläuft die Weidenberger Verwerfung, zum großen Teil durch Alluvium und quartäre Schotter verdeckt, dem Urgebirgsrande mehr oder weniger parallel bis dicht vor Kemnath, wo sie sich im Keuper verliert.

Neben der Randspalte ist vor allem die große Kulmbacher Verwerfung für das geologische und tektonische Bild, besonders des nördlichen Teiles des Muschelkalkgebiets, von Bedeutung.

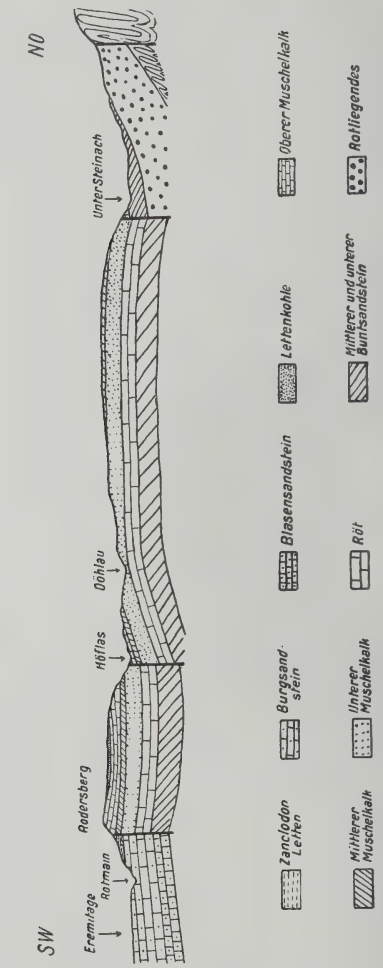


Fig. 3.

Profil Untersteinach—Rodersberg (bei Bayreuth).

1 : 50 000.

Diese gewaltige, sich bis Eichenberg erstreckende Störungslinie läuft der Randspalte mehr oder weniger parallel und tritt bei Mönchröden, zwischen Koburg und Sonneberg, in unser Gebiet über. Von hier aus verläuft sie, zwischen Beikheim und Kronach, in eine mehr ostwestliche Richtung umbiegend, über Kulmbach und Laineck bei Bayreuth bis nach Stockau, wo sie ausklingt. Be-

sonders bei Seulbitz ist sie durch kleinere Querverwerfungen stark gestört. Hier und da treten keilförmige, in die Spalte eingepreßte Einbruchsschollen verschiedener Keuperschichten auf.

Tektonisch besonders interessant im Gebiet der Kulmbacher Verwerfung sind die steil aufgerichteten und zerquetschten Muschelkalkstreifen von Weißenbrunn-Kirchleus und Kulmbach-Schwingen. Überall tritt der Muschelkalk in äußerst steiler, stark verquetschter, häufig nahezu saigerer und örtlich in der unmittelbaren Umgebung der Spalte, wie z. B. bei Leuchau zwischen Kulmbach und Schwingen, wo die Grenzschichten des Mittleren gegen den Oberen Muschelkalk 60—70° nach NO einfallen, schwach überkippter Lagerung auf. In seiner Geologie von Bayern, Bd. II, p. 722 und 723 beschreibt Gümbel „die durch Verwerfungen und Überkippungen in ihrer Lagerung großartig zerstörten Schollen bei Kulmbach und Schwingen". Es sollen bei Schwingen „zu unterst Lettenkohle und darüber Oberer Muschelkalk übereinander in völlig überstürzter Lagerung" liegen.

Diese von Gümbel beschriebenen überkippten Lagerungsverhältnisse sind seitdem mehrfach in die Literatur übergegangen. So erwähnt Brandes sie in seiner Arbeit über „Die varistischen Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands" p. 245 (**12**) im Zusammenhang mit der Erscheinung, daß im Schnitt der älteren NO-Achsen mit den Haupt-NW-Linien der saxonischen Faltung Überkippungen auftreten, die außerhalb der Schnittpunkte fehlen. Für Schwingen würde der Durchschnitt der Erzgebirgsachse in Betracht kommen.

Die Gümbel'sche Darstellung der Verhältnisse bei Schwingen ist jedoch nicht richtig.

In dem p. 723 von ihm dargestellten Profil läßt er die Schichten „in verkehrter Lagerungsordnung" mit 60° nach SW einfallen. Dieses ist jedoch durchaus die richtige, normale Lagerung. Alle Schichten westlich der Spalte fallen in einiger Entfernung von dieser nach SW ein. Im Orte Schwingen selbst fallen die Untersten Sandsteine des Unteren Gipskeupers 55—60° nach SW ein. Möglicherweise hat Gümbel die Lagerungsverhältnisse für „verkehrt" gehalten, weil die Schichten des Muschelkalkzuges entlang der Randspalte, nur wenige Kilometer davon entfernt, flach (10—13°) nach NO einfallen. Es kommt dadurch lediglich ein mit der Bruchbildung verbundener, flacher Faltenwurf zum Ausdruck.

Wenn nun auch in der unmittelbaren Nähe der Verwerfungsfläche einzelne verquetschte Teilstücke der steil aufgerichteten Schichten örtlich eine schwach überkippte Lagerung zeigen, so kann doch nirgends von einer Überkippung ganzer Schichtpakete, wie Gümbel sie in seinem Profil dargestellt hat, die Rede sein. Die Schichten fallen vielmehr, abgesehen von den Verquetschungen

an der Spalte selbst, vom abstoßenden Buntsandstein regelmäßig nach SW ein, nur an der Oberfläche, besonders auf der Höhe des steilen, schmalen Grates, auf dessen morphologische Beschaffenheit bereits hingewiesen wurde, tritt als weitere Komplikation die weit verbreitete Erscheinung des Hakenwerfens hinzu. (Siehe Profil Fig. 4, Lindau—Schwingen.)

Da die Erosion beiderseits der steil aufgerichteten Muschelkalkschichten die weichen Keuperletten und besonders die lockeren Sandsteine des Buntsandsteins jenseits der Spalte in weitgehendem Maße hinweggeräumt hat, ist nur ein schmaler, von den widerstandsfähigen Gesteinen des Oberen Muschelkalks gekrönter Grat übrig geblieben, dessen Hänge nach beiden Seiten steil abfallen. Auf diesen steilen Hängen ist dann die Abwärtsbewegung der oberflächlichen Gesteinsmassen vor sich gegangen, welche die Erscheinung des Hakenwerfens hervorgebracht hat. Am häufigsten ist sie in den Obersten Schichten, also den krönenden Gesteinen des Oberen Muschelkalks, auf der Westseite des Grates zu beobachten. Dadurch wird wahrscheinlich in Gümbel der Eindruck der Überkippung der ganzen Schichtpakete hervorgerufen worden sein. Es ist jedoch sehr häufig zu beobachten, wie die normal nach SW einfallenden Schichten an der Oberfläche umbiegen und nach NO einfallen. Wo die fortschreitende Abtragung den Grat bis auf eine schmale Kante zugespitzt hat, fallen die steil stehenden Schichten oben auf der Kante bald nach der einen, bald nach der anderen Seite ein.

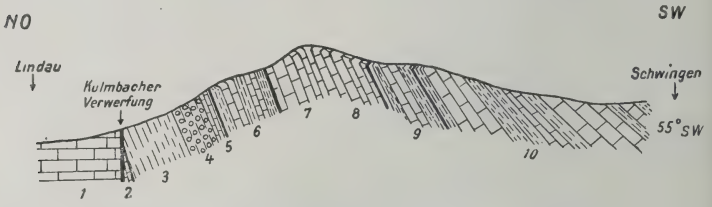


Fig. 4. **Profil Lindau-Schwingen.** 1 : 10 000.

1 Mittlerer Buntsandstein
2 Oberer „
3 Unterer Wellenkalk
4 „Dolomitischer Wellenkalk“ (Schichten zwischen dem Horizont der Terebratelbänke und der unteren Schaumkalkbank)
5 *Orbicularis*-Schichten
6 Mittlerer Muschelkalk
7 Trochitenschichten
8 Untere Ceratitenschichten
9 Lettenkohle
10 Unterer Gipskeuper.

Wenn nun auch die von Gümbel beschriebenen Überkippungen nicht zutreffen, so weist jedoch die steile Aufrichtung der ganzen Schichten, sowie die intensive Verquetschung in der näheren Umgebung der Verwerfungsfläche nicht nur hier bei Schwingen, sondern auch nördlich bei Kirchleus und Weißenbrunn auf einen, bei

der Bruchfaltung wirksamen, intensiven seitlichen Rahmendruck, welcher, wie bereits erwähnt, auch die Überschiebung des Rahmens selbst über das mesozoische Vorland bewirkte. Als Rahmen kommt für unser Gebiet die Böhmische Masse, sowie ihre nördlichen, durch die späteren orogenetischen Vorgänge entstanden, varistisch konsolidierten Fortsetzungen des Fichtelgebirges, Franken- und Thüringer Waldes, welche später auch als Rahmen wirkten, in Betracht.

Kaum ist die Kulmbacher Spalte ausgeklungen, so hebt sich nur wenige Kilometer südwestlich davon bei Birk bereits eine neue große Verwerfung und mit ihr ein Höhenzug aus der flachen Keuperlandschaft heraus. Zuerst heben sich an dieser Birk—Eschenbacher Verwerfung nur die tieferen Keuperschichten bis zum Benkersandstein heraus. Südlich von Vorbach verschwächt sich die Verwerfung und damit der Höhenrücken wieder. Durch Keuper verlaufend, biegt die Verwerfung dann in eine N—S-Richtung um, gewinnt allmählich wieder an Sprunghöhe und bei Tremmersdorf werden der Reihe nach Lettenkohle, Muschelkalk und Buntsandstein herausgehoben. Zwischen Eschenbach und Kirchenthumbach nähert sie sich der großen Freihung—Kirchenthumbacher Verwerfung auf ein paar Kilometer, biegt hier aber wieder in hercynische Richtung um und verläuft nun über Grafenwöhr bis in die Gegend von Weiden, wo sie ausklingt.

Von besonderer Bedeutung für das Landschaftsbild im S von Bayreuth ist die Kreussener Verwerfung. Auf der Gümbel'schen Karte (Blatt Erbendorf 1 : 100 000) ist schon nördlich des Rotmaindurchbruchs Muschelkalk als an ihr herausgehoben angegeben. Dieses trifft jedoch nicht zu. Zwischen Aichig und der Eremitage, einige Kilometer südöstlich von Bayreuth beginnend, hebt sich aus fast horizontal gelagertem, schwach nach SW geneigtem Burgsandstein zuerst der Blasensandstein heraus. Darauf folgen die tieferen Keuperglieder: die Lehrbergschichten, der Schilfsandstein und die Estherienschichten, welche beide letzteren im Rotmaintal bei der Bodenmühle in prachtvoller Weise aufgeschlossen sind, und der Benkersandstein. Die bisher streng hercynisch verlaufende Verwerfung biegt bei Entmannsberg plötzlich in eine N—S-Richtung um, welche sie bis Funkendorf beibehält. An der Umbiegungsstelle selbst sind die Schichten im besonderen Maße von kleineren, noch hercynisch gerichteten Verwerfungen gestört. Von überaus zahlreichen kleineren Querverwerfungen zerklüftet und verschoben, verläuft die Verwerfung bis südlich von Funkendorf, wo sie von einer größeren Querverwerfung abgeschnitten wird, nachdem sie sich der großen Freihung—Kirchenthumbacher Verwerfung auf nur einige Kilometer genähert hatte. Sich südlich Freihung von dem Freihunger Bogen abzweigend, verläuft diese große Störungslinie in streng hercynischer Richtung über Kirchenthumbach nach Schnabelwaid, bis wo sie durchweg als morphologisch stark ausgeprägte Begrenzung des Juras gegen die flache Keuperlandschaft auftritt. Sodann erstreckt sie sich, westlich an Bayreuth vorbeiziehend, über Thurnau und Weißmain bis in die Gegend von Koburg.

Der Vollständigkeit halber mögen noch die großen parallel verlaufenden Lichtenfels—Hollfeld—Auerbach—Vilsecker und die Staf-

felstein—Gößweinstein—Neuhauser Störungslinien, welch letztere in der Verlängerung der Amberg—Sulzbacher Verwerfung liegt, in dem Gebiet des Fränkischen Juras erwähnt werden. Ich verweise hier auf die genauen Angaben Seemann's (**53**).

Es erweist sich somit das ganze Triasvorland am SW- und NW-Rande der Böhmischen Masse von zahlreichen großen und zahllosen kleineren, vorwiegend hercynisch gerichteten Störungslinien durchzogen. Die hercynische NW—SO-Richtung war bei den verschiedenen saxonischen, orogenetischen Bewegungen die bei weitem vorwiegende und daher maßgebende. Sie ist jedoch nicht die alleinige Richtung, in welcher sich die tektonischen Kräfte äußerten, vielmehr ist eine deutliche Beeinflussung dieser Vorgänge auch durch die alte varistische Richtung erkennbar. Diese „Querfaltung" kommt am deutlichsten durch die zahlreichen größeren und kleineren, im Verhältnis zu den hercynisch streichenden, jedoch stark zurücktretenden Querverwerfungen und in dem Auf- und Absteigen der Achsen der verschiedenen tektonischen Linien zum Ausdruck. Fast sämtliche größeren NW-Störungen zeigen diese Erscheinung, d. h. das Auftreten von „Achsensenken" und „Achsenbuckeln" (Stille). Es macht sich eine Vergitterung der vorherrschenden hercynischen und schwächeren varistischen Richtung bemerkbar. An den Schnittpunkten der beiden sich durchkreuzenden Richtungen kommen diese zur Interferenz und in den Achsenknoten summieren sich die Hebungseffekte, in den Achsensenken die Versenkungstendenzen der beiden Richtungen. Die Achsensenken sind außerdem sehr häufig von mehr oder weniger bedeutenden, mit Abwärtsbewegungen verbundenen Dislokationen begleitet.

Besonders deutlich zeigt dieses der Kreussener Muschelkalkzug. Südlich des Maindurchbruchtales steigt seine Höhe allmählich an, bis er seine höchste nördlichste Erhöhung im Schlehenberg erreicht, wo alle Muschelkalkschichten sowie das Röt bereits zu beträchtlicher Höhe herausgehoben sind. Südlich von Entmannsberg verschwindet nicht nur das Röt, sondern der ganze Muschelkalk und Lettenkohle grenzt unmittelbar gegen den Oberen Gipskeuper. Gleichzeitig treten zahlreiche Dislokationen mit abwärtsbewegender Tendenz auf. Auf den Achsenbuckel des Schlehenberges (520 m) ist somit eine Achsensenke zwischen Entmannsberg und Oberölschnitz ($\pm$ 420 m) gefolgt. Bei Oberölschnitz hebt sich wieder Muschelkalk und Röt zu beträchtlicher Höhe heraus und im Steinberg (520 m) entsteht ein neuer Achsenbuckel. Aber schon bei Tiefenthal erfolgt ein neuer Einbruch, welcher Oberen Muschelkalk bis an den Keuper heranbringt ($\pm$ 400 m). Im Haagholz zwischen Tiefenthal und Neuhof erreicht der Muschelkalk wieder eine Höhe von 524 m, aber bereits zwischen

Neuhof und Seidwitz erfolgt ein Einbruch, welcher Oberen Muschelkalk nahe an den Keuper bringt. Die Schichten steigen dann wieder auf und der Muschelkalk und das Röt erreichen im Schloßberg (562 m) ihre höchste Erhebung auf dem ganzen Höhenrücken. Bei Prebiz (420 m) senken sich die ganzen Muschelkalkschichten gewölbeartig, von zahlreichen Dislokationen begleitet, wieder bis an den Keuper hinab. Die stark dislozierten Achsensenken sind überall durch Rückerosion als Quertäler tief ausgefurcht. Die Spannweite von Achsenbuckel zu Achsenbuckel und Achsensenke zu Achsensenke erscheint außerdem äußerst gleichmäßig, ungefähr 2 km, so daß sich darin ein weiter, flacher Querfaltenwurf äußert.

Ein ähnliches, aber flacheres Auf- und Absteigen der Achse zeigen die Birk—Eschenbacher Spalte und besonders die große Kulmbacher Verwerfung. Die Sprunghöhe dieser letzteren beträgt bei Bindlach ungefähr 350—400 m, nimmt aber im weiteren Verlauf stellenweise bis auf weniger als 100 m ab. Es grenzen deshalb auf beiden Seiten die verschiedensten Schichten aneinander, wie aus der Gümbel'schen Karte (Blatt Kronach 1 : 100 000) ersichtlich ist. Auch der Muschelkalkzug am Rande des Urgebirges zeigt ähnliche Erscheinungen. Auf die Quermulde im Steinachtal zwischen Friedrichstal und Döhlau wurde bereits hingewiesen. Ferner sei auch noch auf die Tatsache hingewiesen, daß die großen und kleinen Störungslinien häufig in die Mittelrichtung zwischen der hercynischen und varistischen, d. h. in eine N—S-Richtung umbiegen.

Es geht daraus deutlich hervor, daß bei den verschiedenen saxonischen orogenetischen Phasen in unserem Gebiete neben der bei weitem vorherrschenden und maßgebenden hercynischen Richtung in weit schwächerem Maße auch noch die alte, varistische Richtung wirksam war. Die Ursache ist wohl in dem varistischen Bau des Untergrundes zu suchen. Ehe jedoch hierauf weiter eingegangen sei, mögen vorher noch diese Bruchfaltungserscheinungen selbst kurz besprochen werden.

Es ist bisher in den vorliegenden Besprechungen der tektonischen Verhältnisse im mesozoischen Vorlande im W der Böhmischen Masse eigentlich immer nur von vertikalen Schollen- und Blockverschiebungen die Rede gewesen. So nannte Gümbel das triadische Vorland am Urgebirgsrande die hercynischen Schollen. Man hat dabei wohl meistens an radiale Zerrungen in der Erdkruste gedacht. Erst Seemann spricht neuerdings von „typischen saxonischen, jüngeren Faltungserscheinungen" in der nordwestlichen Oberpfalz (**53**, p. 135).

Nach der Auffassung von Stille besteht nun zwischen einer typischen Faltung mit wenig Verwerfungen und sich wesentlich in Schollenbewegungen äußernden tektonischen Vorgängen kein prinzipieller, sondern nur ein gradueller Unterschied. Beide Vorgänge sind nach ihm auf tangentialen, von starren Rahmen ausgehenden Druck zurückzuführen (**57**, p. 591). In den relativ starren

Schichten treten die Erscheinungen der Verbiegung stark zurück und es erfolg dafür bei der „Faltung“ eine mehr schollenweise Bewegung der Massen. De wirkliche Zusammenschub ist nur ein geringer. Für die relative Starrheit de Schichten kommt für unser Gebiet wohl hauptsächlich das Vorhandensein de varistisch konsolidierten Untergrundes, sowie dessen von der maßgebenden neuen hercynischen Faltungsrichtung abweichendes Streichen und als eine de Hauptursachen wohl die nur geringe Bedeckung, unter der die „Falten“ ent standen, in Betracht.

Schon Gümbel (**26**, Bd. III, p. 592/93) wies darauf hin, daß am Urgebirgsrande von den schmalen Triasstreifen bald der ältere bald der jüngere sich diesem anschließt.

Verfolgen wir das Auftreten der älteren Triasglieder am Urgebirgsrand von N aus der Gegend von Kronach, so treten der Reihe nach immer jüngere Schichten an der Randspalte auf: bei Zeyern noch Muschelkalk, dann die Letten kohle und noch weiter südlich der untere Gipskeuper.

Das allgemeine Einfallen ist 5—10° nach NO. Zwischen Untersteinach bei Kulmbach und Guttenberg ist es hauptsächlich Schilfsandstein, welche stellenweise noch von den Lehrbergschichten und Blasensandstein überlagert wird. Die Keuperschichten sind hier von Querverwerfungen stark zerstückelt An der Randspalte tritt jedoch schon bei Ludwig Schorgast eine kleine, durch Verwerfungen begrenzte Scholle von Oberem Wellenkalk und Unterem Mittleren Muschelkalk auf. Die mittleren Gipskeuperschichten verschwinden dann wieder und hauptsächlich Benkerschichten (Unterster Gipskeuper) grenzen an das Urgebirge.

Bei Goldkronach tritt dann wieder Lettenkohle und Oberer Muschelkalk schließlich auch der ganze Muschelkalk, sowie der Buntsandstein und das Rot liegende an der hier stark zerklüfteten Randspalte heraus. Das Einfallen der Schichten ist jetzt umgekehrt nach NW, W und SW.

Der Muschelkalkstreifen bildet hier eine weite flache Mulde in welcher Lettenkohle und Benkerschichten eingelagert sind. Auch südwestlich von Weidenberg bildet der Muschelkalk eine weite sehr flache Mulde, der ebenfalls Lettenkohle und Benkerschichten eingelagert sind und deren westlicher Flügel mit dem Auskeilen der Kulmbacher Verwerfung immer mehr einsinkt.

Der ganze Muschelkalkstreifen am Urgebirgsrande von Kronach bis Weidenberg erscheint somit als eine von der Randspalte schief angeschnittene, weite, flache Mulde. Ihr Streichen ist ebenfalls vorwiegend hercynisch. Bei Kronach ist der aufsteigende westliche, bei Goldkronach und Weidenberg der östliche Flügel der Mulde von der Randspalte angeschnitten. Daher erklärt es sich daß an der Randspalte zuerst immer jüngere, sodann wieder ältere Schichten auftreten.

Ein weiter flacher Faltenwurf kommt ferner im nördlichen Teil des Gebiets klar zum Ausdruck. Der von der Landesgrenze westlich von Kronach herstreichende, nur östlich von Kirchleus durch eine Achsensenke von Muschelkalk unterbrochene, bis Waldau und Harsdorf südlich von Kulmbach streichende Buntsandsteinzug bildet den Kern eines flachen Sattels, dessen flach absteigender westlicher Flügel an einer scharfen, in die Kulmbacher Verwerfung übergehenden Flexur herabgebogen ist. Die Muschelkalkschichten an dieser Spalte fallen mit dem auflagernden Keuper nach SW ein.

Daß der flache Faltenwurf mit der Entstehung oder einer der posthumen Erneuerungen der Bewegungsvorgänge an der Kulmbacher Spalte mehr oder weniger gleichzeitig war, geht daraus hervor, daß er mit dem Ausklingen der Spalte verschwindet, um aber südlich davon im Zusammenhang mit der Birk—Eschenbacher Spalte als ein noch flacherer Faltenwurf wieder einzusetzen.

Die Tatsache, daß die Randspalte die flache Mulde zwischen Kronach und Weidenberg schief anschneidet, läßt vermuten, daß diese schon vor der Entstehung der Randspalte vorhanden war. Es braucht natürlich deshalb die Randspalte nicht in einer späteren Phase entstanden sein. Da die Randspalte wenigstens in ihrer ersten Anlage präcenomanen Alters ist, so wird auch der flache Faltenwurf bereits durch die früheren Phasen der saxonischen Gebirgsbildung entstanden oder wenigstens eingeleitet worden sein. Spätere posthume Bewegungen an denselben Störungslinien haben ohne Zweifel auch hier noch in weitgehendstem Maße umgestaltend gewirkt.

Der Kreussener Muschelkalkzug bietet stellenweise, z. B. bei Prebiz und Biberswöhr, wo der Muschelkalk ein Gewölbe bildet, sodaß an der Verwerfung nochmals der Reihe nach Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk mit entgegengesetztem, d. h. östlichem Einfallen auftreten, das Bild eines steil aufgepreßten, durch die Verwerfung dislozierten Sattels. Es scheint auch hier eine ursprüngliche, steile Flexur vielleicht durch posthum erneuerte Bewegungen in eine Verwerfung übergegangen zu sein.

Das Gebiet im S und SO von Bayreuth erinnert in gewissen Zügen, allerdings nur in groben Umrissen, an die „ejektive" inkongruente saxonische Faltung von Stille (Stille: Injectivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundschau 1917, p. 92): ausgedehnte Bezirke flachlagernder, verhältnismäßig wenig gestörter, jüngerer Schichten (Breitmulden: Keuper), unterbrochen durch schmale, stark gestörte Zonen älterer Schichten (Buntsandstein, Muschelkalk und Unterer Keuper). Nördlich von Bayreuth herrscht im großen und ganzen eine mehr gleichmäßige Entwicklung der allerdings wenig ausgedehnten Sättel und Mulden.

Die saxonische Bruchfaltung tritt somit, wie aus dem Ausgeführten ersichtlich ist, in deutlicher Entwicklung in unserem

Gebiete auf. Maßgebend ist dabei die hercynische Richtung, welche z. T. wohl auf die hercynischen Konturen des Rahmens zurückzuführen ist. In untergeordnetem Maße macht sich die varistische Richtung bemerkbar. Die nicht seltene rheinische (N—S-) Richtung ist wohl nur als eine Mittelrichtung zwischen der hercynischen und varistischen aufzufassen.

Die hercynische (SO—NW-) Richtung tritt aber nicht erst vom Mesozoicum an, also mit Beginn der saxonischen orogenetischen Phasen, auf. Nach Brandes (**12**, p. 193) ist die Böhmische Masse bereits ein vorvaristischer Kern, um den sich die varistischen Falten schmiegen. Nach ihm (p. 239) reicht der NW gerichtete Faltenwurf in seiner Anlage bis ins Paläozoicum zurück und es kommt dadurch den saxonischen NW-Faltungserscheinungen immer mehr der Charakter der Posthumität zu. Die ganze Anlage der NW-Richtung lag im tieferen Untergrund vorgezeichnet und die jüngere NW-Faltung war also nur eine Wiederaufnahme des bereits im jüngsten Paläozoicum erkennbaren, aber noch stark zurücktretenden hercynischen Querfaltenwurfs.

So stellte Wurm im Frankenwald einen postculmischen, präpermischen NW-Faltenwurf im Frankenwälder Quersattel fest, welcher schon während der Rotliegendzeit eine trennende Barre für die beiden Sammelbecken von Stockheim und Gera bildete. (Tektonische und magmatische Analyse des alten Gebirges im Norden von Bayern. Centralbl. f. Min. etc. 1923. p. 534.)

Auch Seemann (**53**, p. 135) weist darauf hin, daß beide Richtungen schon im Paläozoicum nebeneinander auftreten.

Bevor nun auf das Alter der verschiedenen orogenetischen Bewegungen eingegangen sei, möge noch einiges über die den Sedimentationsraum beeinflussenden epirogenetischen Bewegungen speziell in unserem Gebiet vorausgeschickt werden.

Nach der letzten Phase der varistischen Faltung im Oberrotliegenden setzte eine allgemeine Senkung Mitteldeutschlands ein, durch die der mitteldeutsche Boden z. T. wieder unter den Meeresspiegel geriet. Dieser epirogenetische Vorgang des Einsinkens und der Beckenerweiterung dauerte bis ans Ende der Jurazeit. Die innere Konkordanz vom Zechstein bis zum Weißen Jura beweist, daß während ihrer Ablagerungszeit irgendwelche nennenswerte orogenetische Ereignisse in unserem Gebiet nicht eingetreten sind. Die Vereinigung der verschiedenen Sammelbecken des Rotliegenden in das des Zechsteins und dessen allmähliche Erweiterung zur Triaszeit, sowie die Depression der ganzen Germanischen Sammelmulde gingen auf rein epirogenetischem Wege und, soweit bis jetzt erwiesen ist, bruchlos vor sich. Erst bei den späteren orogenetischen Bewegungen wurde der Rand der Sammelmulde oder Teile desselben zum Bruchrand. Mit dem Einsinken der Sammelmulde ging natürlich die epirogenetische

Aufwölbung der Rahmen, in unserem Falle der Böhmischen Masse und des Vindelizicums, Hand in Hand. Auf Spezialundationen und Evolutionsumkehrungen, durch welche randliche Teile des Rahmens mit in den Senkungsvorgang oder randliche Teile des Beckens mit in den Hebungsvorgang hineinbezogen und somit dem Rahmen angegliedert wurden, soll erst später eingegangen werden.

Die Aufwölbung des südlichen und südöstlichen Rahmens erfolgte hauptsächlich longitudinal zur varistischen Richtung und die heutige östliche und nördliche Umrandung des Böhmischen Massivs war dadurch bereits vorgeschrieben und es bestätigt sich auch hier, daß die Abbruchslinien häufig durch die labilen Ränder der Geosynklinalen vorgezeichnet sind. Die westliche und südwestliche Begrenzung der Böhmischen Masse wurde jedoch erst durch die späteren Orogenesen, welche die westlichen und südwestlichen Randbruchbildungen, das Absinken des Vindelizischen Festlandes und damit ihre Trennung vom Vogesen—Schwarzwald-Massiv bewirkten, festgelegt.

Nach Brandes (**12**, p. 243) hat der Zechstein bei Burggrub (Oberfranken) ebensowenig wie das ihn unterlagernde Rotliegende von Stockheim eine weit über das alte Gebirge sich erstreckende Verbreitung gehabt. Auch dürfte der Zechstein nicht viel weiter nach SO gereicht haben. Denn in seiner tonig-mergeligen Entwicklung verrät er einen küstennahen Charakter. Die südöstliche Küste des Zechsteins zeigt somit hier einen mehr oder weniger varistischen Verlauf und diesen SW—NO-Verlauf, nur weiter nach SO vorgeschoben, hat der Rand des Sedimentationsraumes auch noch zur Unteren Gipskeuperzeit besessen. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß der Muschelkalk bei Kemnath seinem endgültigen Auskeilen als marine Bildung sehr nahe ist. Bekanntlich fehlt Muschelkalk unter den Auswurfsprodukten des Ries, wo nur Keupersedimente auftreten. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die Muschelkalkküste hier in SW—NO-Richtung verlief. Am Nordwestrande der Böhmischen Masse wird die südöstliche Küste des hier allerdings bereits äußerst flachen Muschelkalkmeeres ungefähr gerade nordwestlich des heutigen Steinwaldes verlaufen sein. Thüringer, Frankenwald und Fichtelgebirge waren vom Muschelkalkmeer noch überflutet, letzteres allerdings wohl nur noch sehr flach. Auch ist aus sediment-petrographischen Gründen sehr wahrscheinlich, daß auch das Malmmeer diese Gebiete zum großen Teil noch überflutet hat.

Nach den Angaben von G. Fischer hatte das Triasbecken auch noch zur Unteren Gipskeuperzeit ein mehr oder weniger NO—SW gerichtetes südöstliches Ufer. Erst zur Oberen Keuper-

zeit, etwa mit Beginn des Blasensandsteins, erfolgte die große Erweiterung des Sedimentationsraumes weit nach SO bis in die Gegend von Regensburg. Es bildete sich also durch Spezialundation eine Quersenke mehr oder weniger quer zum varistischen Streichen. Dieser Vorgang ist noch rein epirogenetisch, denn nirgends erscheinen die älteren Triasschichten gehoben, noch treten Erosionsdiskordanzen auf. Der obere Keuper greift allmählich über immer ältere Schichten und Teile des Urgebirges, so daß der Vorgang als epirogenetisch klar dasteht.

Der Südrand des ganzen Sedimentationsbeckens nahm dadurch einen mehr ostwestlichen, der Südostrand gegen die Böhmische Masse aber bereits einen ungefähren NW—SO-Verlauf, denn wenn auch randliche Teile des Rahmens mit in den Senkungsvorgang hineinbezogen gewesen sein mögen, so sind doch nirgends Anzeichen dafür vorhanden, daß der Keuper sowie die mesozoischen Schichten überhaupt weit über den heutigen Rand der Böhmischen Masse hinweg gereicht haben. Vielmehr zeigen alle Trias- und im S nach Pompeckj (**42**) auch die Jurasedimente küstennahe Ausbildung. Es ist dieses also wieder ein deutlicher Beweis für die Stille'sche Regel, daß die späteren orogenetischen Vorgänge und Richtungen häufig durch alte Küstenlinien vorgezeichnet sind. Dieses gilt besonders für die Umrandung der heutigen alten Massen als Horste.

Daß es sich im Falle der südwestlichen Begrenzung der Böhmischen Masse um eine bereits im jüngeren Paläozoicum angedeuteten labilen „Auflockerungszone" handelt, beweisen die an ihr emporgedrungenen Quarzporphyre des Rotliegenden bei Regenstauf, Weiden und Erbendorf, welche sich auch anderswo (Erzgebirge und Thüringen) in den labilen Randzonen der Geosynklinalen, an der Grenze von Hoch- und Niedergebiet einstellen.

Aber nicht nur im Mesozoicum ist in dem Verlauf von Fazies- und Küstengrenzen ein NW gerichteter epirogenetischer Faltenwurf zu erkennen. Er macht sich schon im Rotliegenden in Gestalt von Undationsschwellen bemerkbar. Die Lückenhaftigkeit des Rotliegenden und die unvollständige Ausbildung des unteren Zechsteins entlang eines Profils vom Erzgebirge bis zum Kellerwald und der rheinischen Masse (**12**, p. 240) beweisen, daß der heutige Thüringer Wald bereits damals als Hochgebiet bestand, sodaß die Hochgebiete der älteren bis mittleren Permzeit sich nicht nur in NO-Richtung ausdehnten, sondern in ihrer Anordnung auch ganz zweifellos eine NW-Richtung zum Ausdruck bringen, welche

Brandes auf eine NW-Querfaltung des varistischen Faltenwurfs zurückführt. Zur Oberen Zechsteinzeit war diese Schwelle jedoch bereits überdeckt. Auf dem heutigen Thüringer Wald finden sich noch einige Buntsandsteinfetzen, und es wurde bereits ausgeführt, daß sowohl er, als auch der Frankenwald und das Fichtelgebirge vom Muschelkalkmeer überflutet waren. Daß aber auch noch zur Unteren Muschelkalkzeit hier eine untermeerische Schwelle bestand, beweisen die von Vollrath festgestellten, auf flacheres Wasser und stärkere Strömungen hinweisenden faziellen Veränderungen in der Richtung von Meiningen nach SO. Vollrath nannte diese untermeerische Schwelle die Eisfelder Barre, welcher im W von Meiningen die Geisaer Barre gegenüberstand. Ähnliche fazielle Unterschiede im Oberen Muschelkalk, z. B. das starke Zurücktreten der Tonplattenfazies gegen die aus zusammengeschwemmten Schalenresten bestehenden Detritus-Kalke bei Kronach, lassen vermuten, daß diese Schwelle, wenn auch nur sehr schwach, auch zur Oberen Muschelkalkzeit noch bestand. Über die Verhältnisse zur Keuper- und Jurazeit läßt sich nichts aussagen, außer, daß im Falle des Weiterbestehens dieser Schwelle diese eine untermeerische gewesen sein muß, da Thüringer-, Frankenwald und Fichtelgebirge vom Malmmeer wahrscheinlich noch überflutet waren.

Da aber, wie bereits ausgeführt wurde, zur Oberen Keuperzeit im Zusammenhang mit der Entstehung der südlichen Transversalsenke epirogenetische Vorgänge stattfanden, welche eine mehr oder weniger herzynische, dem heutigen Urgebirgsrande ungefähr parallele Uferlinie des Sedimentationsbeckens bewirkten, so ist es wahrscheinlich, jedenfalls nicht ausgeschlossen, daß auch hier im Gebiet der früheren Eisfelder Barre epirogenetische Aufwölbungen sich bemerkbar machten. Wahrscheinlich bildete sich hier durch Spezialundation, als zapfenförmige nördliche Verlängerung der nunmehr mehr oder weniger hercynisch verlaufenden westlichen und südwestlichen Begrenzung der Böhmischen Masse, eine Schwelle, welche zur Jurazeit jedoch noch submarin war. Der Thüringer- und Frankenwald sowie das Fichtelgebirge wären somit bereits epirogenetisch vorgebildet, wie Stille das für den Harz annimmt. Die heutige Umrandung ist jedoch ebenso wie die der Böhmischen Masse und des Harzes orogenetischer Entstehung. Bei den späteren orogenetischen Phasen trat der häufig posthum erneuerte Vorgang der Vertikalverschiebung ein, welcher in unserem Falle ein Ab-

sinken des Gewölbeflügels und ein Aufsteigen des Gewölbekerns verursachte.

Nach dem oben Ausgeführten ist die Böhmische Masse als Rahmen vorwiegend epirogenetischer Entstehung; nur ihre heutige Umrandung ist orogenetischer Natur und zum großen Teil durch alte Uferlinien vorgezeichnet. Ihre nordwestliche Verlängerung: Fichtelgebirge, Franken- und Thüringer Wald ist im Gegensatz dazu vorwiegend orogenetisch und in geringerem Maße epirogenetisch bedingt; epirogenetisch insofern, als sie wahrscheinlich schon vor den orogenetischen Phasen durch eine aufwärtige Spezialundation als flache Aufwölbungen in ihrer Anlage bereits vorgebildet waren, wie Stille es für den Harz annimmt. Sie werden somit auch als Rahmen gewirkt haben, ähnlich wie nach Stille der Harz schon vor den Faltungsvorgängen gegenüber dem subhercynischen Becken zum Rahmen geworden ist.

Daß die saxonische Bruchfaltung und Schollenverschiebung nur im unmittelbaren Randgebiet der Böhmischen Masse so stark entwickelt ist, nach W und SW ins Beckeninnere aber rasch abnimmt, ist nicht weiter verwunderlich, da der den seitlichen Druck ausübende Rahmen in unmittelbarer Nähe sich befindet. Es ist eine häufige Erscheinung, daß die inneren Teile größerer Becken ziemlich ungestört bleiben, während in den Randzonen erhebliche orogenetische Vorgänge sich abgespielt haben. Der wenigstens mittelbar vom Rahmen ausgehende Druck verschwächt sich mit Zunahme der Reibungswiderstände nach dem Inneren des Beckens. Der durch den seitlichen Druck erforderliche Betrag des Zusammenschubs wird eben größtenteils bereits im Randgebiet erzielt.

Was nun das Alter der verschiedenen Störungslinien und der an ihnen stattgehabten, posthum erneuerten Bewegungen angeht, so ist dessen exakte Bestimmung im Oberfränkischen Gebiet selbst nicht möglich, da jüngere Überdeckungen als der Malm, mit Ausnahme des Cenomans auf dem Fränkischen Jura, ganz fehlen. Vergleiche mit dem südlich benachbarten Gebiete der Oberpfalz lassen aber auch hier Analogieschlüsse zu, da die Störungen fast alle aus diesem Gebiet in das Oberfränkische fortsetzen oder doch in deren Verlängerung liegen. Aber auch hier ist eine genaue Altersbestimmung nur in beschränktem Maße möglich, da in und an der Böhmischen Masse die Untere Kreide fehlt. Man kann hier somit nur von vorcenomanen orogenetischen Vorgängen sprechen, wie sie Gümbel, Pompeckj, Rothpletz, Hermann, Klüpfel und Seemann südwestlich und westlich der Böhmischen Masse festgestellt haben. Es sind damit die Störungen für die Zeit der Heraushebung

der Schichten aus dem Jurameer bis zur Ablagerung der Amberger Erzformation (nach Klüpfel unteres Cenoman **32**, p. 31) und des mittelcenomanen Grünsandsteins zusammengefaßt. Ich verweise hier besonders auf die Arbeiten von Seemann, Klüpfel und Pompeckj (s. Literaturverzeichnis).

Rothpletz nahm für die Randspalte ein präcenomanes Alter an. Ohne Zweifel fällt ihre Anlage bereits in das Präcenoman, doch sind die Bewegungen an ihr später in größerem Ausmaße erneuert worden. Die durch sie angedeutete westliche Begrenzung des Böhmischen Massivs diente jedenfalls bereits dem Cenomanmeer als Ufer (s. Klüpfel **32**, p. 61 und 33).

Brand (**11**, p. 70/71) dagegen verlegt die Absenkung und die Entstehung der Fränkischen Linie bereits in den Abschluß der Obercarbonzeit: „Im Hauptstreichen sanken die nördlichen Außenränder, Teile des Thüringer Vorlandes, ein und quer dazu erfolgte der lang ausgedehnte gewaltige Niederbruch gegen das Schwäbisch-Fränkische Gebiet." „Daß diese eigenartige Absenkung schon im Abschluß der Oberen Carbonzeit erfolgte, dürfte aus den Lagerungsverhältnissen des Unterrotliegenden hervorgehen, das von Neustadt a. d. W. bis zum Südabhang des Thüringer Waldes nur am Rande abgesetzt und angelagert erscheint." „Das westlich vorliegende Triasmeer scheint übrigens auch in der ganzen Zeit seines Bestehens durch unser Gebirge eine Beschränkung erfahren zu haben; wenigstens sind bis heute keine Spuren von jüngeren Ablagerungen auf den Höhen bekannt geworden."

Diesem widersprechen einerseits die neueren Untersuchungen von de Terra (59) und Oswald, nach welchen das Rotliegende in der Gegend von Erbendorf keine Beeinflussung durch eine irgendwie eng benachbarte Uferlinie erkennen läßt und die Fränkische Linie also noch nicht vorhanden war. Andererseits wurde bereits darauf hingewiesen, daß der Thüringer und Frankenwald sowie das Fichtelgebirge vom Muschelkalkmeer überflutet waren, und daß der Muschelkalk, sowie der Liegende Buntsandstein des Oberfränkisch-Oberpfälzischen Gebiets über das Thüringisch-Nordbayerische Schiefergebirge hinweg mit dem Buntsandstein und Muschelkalk der Gegend von Gera und Greiz im Zusammenhang standen. Das gleiche dürfte ebenfalls für den Keuper gelten. Auch ist es sehr wahrscheinlich, daß sowohl der Lias, als auch der Dogger und Malm noch auf das heutige alte Gebirge übergegriffen haben (vgl. **74**, p. 339). Es wurde jedoch auch bereits darauf hingewiesen, daß hercynisch gerichtete, epirogenetisch entstandene Aufwölbungen schon zur Rotliegendzeit im Thüringer Wald und Frankenwälder Quersattel und ferner zur Wellenkalkzeit in Gestalt einer submarinen Schwelle bestanden haben. Nach Wurm (**74**, Taf. IV) bestand auch zur Zeit der Ablagerung des Kupferschiefers eine Fichtelgebirgs-Erzgebirgs-Schwelle und eine nordwestliche Halbinsel im Gebiete des Frankenwälder Quersattels. Zur Zeit des Culms bestand letztere Aufwölbung jedoch noch nicht.

Ihre orogenetische Ausprägung erhielt die „Fränkische Linie" somit erst im jüngeren Mesozoicum und im Tertiär.

Nach Klüpfel (**32**, p. 33) hat erst zwischen der Ablagerung des vor- oder frühcenomanen Tones (Süßwasserton von Freienfels, Freienfelser Grünsand und grüne Spiegelletten von Plankenfels) und der Bildung der Erzformation (unteres Cenoman) das Massivgebiet an flachen Flexuren oder Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe begonnen sich herauszuheben. Die eigentlichen Randspalten sind nach ihm am Schluß der Kreidezeit entstanden, und er verlegt die Hauptbewegung an den Randspalten in die Störungsphase zwischen Untersenon und Altoligocän. Hermann glaubt für die der Fichtelgebirgsrandspalte parallel verlaufenden randlichen Spalten eine präcenomane und tertiäre Störungsphase nachweisen zu können (**29**, p. 47). Nach Klüpfel (**32**, p. 35) sind die Amberger, die Auerbacher und die Freihung—Kirchenthumbacher Spalten wenigstens in ihren Richtungen durch präcenomane Störungen vorgebildet. Das verzweigte Sprungnetz der Oberpfalz soll nach ihm jedoch erst während der Hauptphase im Altoligocän entstanden sein. Auch die Überschiebungen des alten Gebirges als Rahmen auf das westliche und südwestliche Vorland fallen nach Klüpfel in diese altoligocäne Hauptstörungsphase. Auch nach Seemann (**53**, p. 120) werden die älteren präcenomanen und cretacischen Störungsphasen an Intensität weit von den tertiären übertroffen, welche im wesentlichen das heutige Bild schufen. Nach ihm handelt es sich jedoch um fast ausnahmslos posthume Bewegungsvorgänge. Im jüngeren Tertiär traten dann, abgesehen von einer allgemeinen Hebung des Gesamtgebietes, wieder posthum erneuerte Bewegungsvorgänge auf, wahrscheinlich in mehreren Phasen.

Auch im N hat Böhne (E. Böhne: Die Eisenerzlagerstätten der Klingerspalte zwischen Trusegrund und Thüringer Tal am Südwestrand des Thüringer Waldes. Jahrb. Preuß. Geol. Anstalt. **40**. 1919. Teil II. p. 71) am Südwestrande des Thüringer Waldes in der nördlichen Fortsetzung der Fichtelgebirgs-Randspalte Überschiebungen des alten Gebirges nach SW festgestellt. Auch hat er hier drei verschiedene Störungsphasen feststellen können: eine älteste Heraushebung des Gebirges an Flexuren und Überschiebungen (Kreide bis Oligocän); eine zweite Phase, welche wahrscheinlich dem Miocän angehört und sich in einem staffelförmigen Absinken des Vorlandes äußert, und eine dritte jüngste Phase, welche sich in NO streichenden Querverwerfungen äußert und die in der vorigen Phase gebildeten Erzspalten verschiebt.

Ganz analoge Störungserscheinungen treten nun am Frankenwald-Fichtelgebirgsrand auf. Auf die zahlreichen NO streichenden Querverwerfungen im ganzen Oberfränkisch-Oberpfälzischen Gebiet wurde bereits hingewiesen. Da auch sie hercynisch gerichtete Längsverwerfungen abschneiden, verschieben und zerstückeln, gehören sie möglicherweise dieser jüngsten Störungsphase Böhne's am NW-Rande des Thüringer Waldes an. Staffelförmige Abbrüche sind nach Wurm's (**74**) und eigenen Beobachtungen bei Losau zwischen Seibelsdorf und Rugendorf entwickelt. Ferner treten sie deutlich ausgeprägt bei Schmölz auf (vgl. Gümbel **24**, p. 721) und ebenfalls in der Einbuchtung der Randspalte östlich von Kronach,

sowie zwischen Rugendorf und Oberzaubach. Ebenso treten sie an der großen Kulmbacher Spalte bei Schwingen auf (vgl. das allerdings nur z. T. richtig dargestellte Profil p. 756, 24). Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Störungen der zweiten miocänen Phase Böhne's angehören.

Jüngere Bewegungen werden von Wurm beschrieben (**74**, p. 326). Die alte präoligocäne Landoberfläche Philippi's erscheint durch sie ungleichmäßig gehoben, nach NW hin aufgebogen. Ihre mittlere Höhenlage im Bayerischen Frankenwald beträgt etwa 600 m. Nach NW im Thüringer Wald hebt sie sich immer stärker heraus und erreicht, ein flaches Gewölbe bildend, eine Maximalhöhe von über 800 m. Die Heraushebung geschah hauptsächlich an den Rändern des alten Blocks, an den bereits vorher gebildeten Spalten, also auch an der Fränkischen Linie. Nach Wurm war diese bereits im jüngeren Mesozoicum angelegte Linie im älteren Pliocän völlig eingeebnet. Im Oberpliocän fanden an ihr posthum erneuerte Bewegungen statt, welche einen neuen morphologischen Gegensatz zwischen dem Urgebirge und dem mesozoischen Vorlande schufen. Diese Bewegungen erreichten an den verschiedenen Stellen ein ganz verschiedenes Ausmaß. Vom nördlichen Endpunkte der Randspalte bei Schweina hebt sich nach v. Freyberg der Thüringer Wald nach SO gegenüber dem Vorland immer stärker heraus. Gegen den Frankenwald senkt er sich allmählich wieder ab, so daß der ursprünglich zwischen Werra und Effelder etwa 300 m betragende Höhenunterschied bei Kronach und Seibelsdorf nur noch etwa 150 m beträgt.

Ganz ähnliche wie diese von v. Freyberg, Brönner und Wurm beschriebenen Erscheinungen im alten Gebirge treten auch im mesozoischen Vorlande auf. Auf das flache Auf- und Absteigen der Achse der großen Kulmbacher Störungslinie wurde bereits hingewiesen. Aber auch am Muschelkalkzuge entlang der Randspalte macht sich ein weiter, flacher Querfaltenwurf bemerkbar. Der Obere Muschelkalk bildet überall über der Verebnung der *Orbicularis*-Schichten und des Mittleren Muschelkalks bis zu seiner petrographischen Veränderung südlich von Bayreuth eine markante Steilstufe von ungefähr konstanter, sich mit der allgemeinen Schichtmächtigkeitsabnahme nach SO schwach verringernder Höhe. Der Kamm des vom Oberen Muschelkalk gekrönten Höhenrückens liegt somit überall im gleichen stratigraphischen Niveau, abgesehen natürlich von der allmählich nach SO tiefer greifenden Grenze gegen die Lettenkohle. Der hierdurch verursachte Höhenunterschied kann jedoch im Verhältnis zu der absoluten orographischen Höhenlage dieser Grenze vernachlässigt werden. Das Fallen beträgt im allgemeinen 5—10° nach NO. Vergleicht man nun die Höhenlage dieses Kammes in seinem Streichen von NW nach SO,

so macht sich ein flaches Auf- und Absteigen bemerkbar, wie aus der folgenden Tabelle hervorgeht:

	Höhenlage des Kammes:	
Kreuzberg bei Kronach	468,5 m	
Wötzelsdorf—Seibelsdorf	489,8 „	
Gössersdorf—Rugendorf	492 „	
Grafendobrach	483 „	
Untersteinach—Kauerndorf	471 „	
Ködnitz	457,2 „	
Trebgast—Hegnabrunn	413 „	
Trebgast—Himmelkron	438 „	
Oberlaitsch—Lanzendorf	493,7 „	
Bindlacher Berg bei Bayreuth	495,8 „	
Oschenberg bei Bayreuth	528,6 „	
Untersteinach bei Bayreuth	550,9 „	mit
Weidenberg	572,7 „	umgekehrtem
Weidenberg—Döberschütz	588 „	Einfallen.

Hand in Hand damit geht die Erscheinung, daß der Untere Wellenkalk stellenweise bis in die Flußtäler hinabsteigt, z. B. bei Ködnitz, sich dann aber wieder heraushebt und Rötsandstein im Flußbett auftritt, z. B. bei Trebgast. Die nicht seltenen Querverwerfungen stehen wahrscheinlich mit dieser flachen Querfaltung im engsten Zusammenhang. Die außerordentlich markanten Erscheinungen dieser Art am Kreussener Muschelkalkzuge wurden bereits eingehend besprochen. Es ist wohl nicht weiter verwunderlich, daß dieser weite, flache Querfaltenwurf in den schwach gefalteten, biegsameren, noch nicht konsolidierten mesozoischen Schichten des Vorlandes ein kurzwelligerer ist als der im alten, konsolidierten, starren Gebirge.

Es ist durchaus wahrscheinlich, daß dieser flache Querfaltenwurf, verbunden mit wenigstens einem Teil der kleineren Querverwerfungen, im mesozoischen Vorlande in die von Wurm beschriebene oberpliocäne Störungsphase fällt und daß auch die von Böhne am Thüringer Wald beschriebene jüngste, sich in NO streichenden Querverwerfungen äußernde dieser Störungsphase angehört.

Wenn nun auch eine exakte Zeitbestimmung der orogenetischen Vorgänge in unserem Gebiet infolge des Fehlens jüngerer Schichten nicht möglich ist, so waren die saxonischen Faltungsvorgänge doch zweifellos regional und griffen auch in unser Gebiet

über. Da außerdem die tektonischen Störungslinien vielfach Fortsetzungen derjenigen aus den benachbarten nordwestlichen und südöstlichen Gebieten, wo in manchen Fällen eine genauere Zeitbestimmung möglich ist, bilden, so kann man annehmen, daß die jüngeren Bewegungen am Rande der Böhmischen Masse sich mehr oder weniger einheitlich vollzogen haben, und man kann daher die in benachbarten Gebieten festgestellte Zeitgliederung der tektonischen Vorgänge auch auf unser Gebiet übertragen, vielleicht mit dem Vorbehalt, daß die verschiedenen, meistens posthum erneuerten Bewegungen nicht überall dieselbe Intensität erreichten. Eine Hauptphase im südlichen Gebiet braucht daher nicht ebenfalls eine Hauptphase im weiter nördlich gelegenen sein. Ferner muß berücksichtigt werden, daß nach S, mit zunehmender Annäherung an den alpinen Faltungsbereich, die alpinen Faltungsvorgänge, besonders im Tertiär, immer mehr an Einfluß gewinnen und modifizierend im saxonischen Faltungsfeld auftreten.

Tektonische Übersicht.

Es wäre vielleicht lohnend, zum Schluß noch eine kurze, zusammenfassende Übersicht, soweit sie bis jetzt möglich ist, über die verschiedenen tektonischen Vorgänge, die unser Gebiet nach der varistischen Gebirgsbildung betroffen haben, zu versuchen.

1. Nach der letzten Phase der varistischen Gebirgsbildung erneutes Einsetzen des epirogenetischen Vorganges, d. h. Einsinken des Germanischen Zechsteinbeckens, welches sich während der Triaszeit noch bedeutend erweiterte, und Aufwölbung der durch die varistische Gebirgsbildung konsolidierten Landschwellen oder Rahmen (Böhmische Masse, Vindelizicum, Fichtelgebirgs-Erzgebirgsschwelle und nordwestliche Fortsetzung in der Halbinsel des Frankenwälder Quersattels).
2. Allmähliche Erweiterung des Sedimentationsraumes zur Buntsandstein- und Muschelkalkzeit durch Einbeziehung von Randgebieten der Rahmen in den Senkungsvorgang. Allmähliche Extension des Muschelkalkmeeres nach SO, mit SW—NO gerichteter Küste. Aufwölbung einer submarinen Schwelle durch Spezialundation im Gebiet des heutigen Thüringer und Frankenwaldes zur Wellenkalkzeit deutlich erkennbar (Eisfelder Barre).

3. Entstehung einer Quersenke durch Spezialundation zur Oberen Keuperzeit, Erweiterung des Beckens nach SO, Umlegung des südlichen Ufers in eine mehr ostwestliche und des südöstlichen in eine mehr oder weniger hercynische Richtung.
4. Neue oder stärkere Emporwölbung der submarinen Schwelle im Gebiet des Thüringer und Frankenwaldes, ihre Vereinigung mit der mitteldeutschen Bodenschwelle und die Trennung des Germanischen Triasbeckens in zwei getrennte Becken während der kimmerischen Vorläuferphase zur Jurazeit. Die tektonischen Vorgänge werden bis zu diesem Abschnitt noch ausschließlich epirogenetischer Art gewesen sein.
5. Verflachung des süddeutschen Beckens durch Heraushebung am Ende der Jurazeit, vielleicht verbunden mit einer nur äußerst schwachen Phase der kimmerischen Gebirgsbildung und schwacher randlicher Bruchbildung, welche in den späteren Phasen posthum erneuert wurde.

   Diese Heraushebung und schwache orogenetische Phase ermöglichte die Cenomantransgression.
6. Erneutes epirogenetisches Einsinken des Beckens zur Cenomanzeit.
7. Einsetzen der Störungsphase zwischen Untersenon und Altoligocän. Stärkere posthume Bewegungen an den Randspalten. Postuntersenone Störungsphase Klüpfel's.
8. Starke Abtragung und Bildung der roten Tongerölle und Schotter von Erbendorf und Freiholz, welche Cenoman und bei Erbendorf die Randspalte z. T. überlagern. Schwaches epirogenetisches Einsinken mit einer sich nach SW abdachenden, einheitlichen spätcretacischen Verebnungsfläche (de Terra **59**, p. 406—7).
9. Altoligocäne Hauptstörungsphase (Klüpfel). Posthume Erneuerung der älteren Strukturelemente. Eigentliche Entstehung des reich verzweigten Sprungnetzes der Oberpfalz und Oberfrankens. Stärkere Bewegung des Rahmens gegen das Beckeninnere und Überschiebung des alten Gebirges über das mesozoische Vorland. In diese Zeit fällt wohl die hauptsächlichste Heraushebung des Thüringer und Frankenwaldes sowie des Fichtelgebirges als Horste.

10. Starke Abtragung und Bildung einer präobermiocänen Verebnungsfläche (DE TERRA **59**, p. 409).
11. Einsetzen der älteren jungtertiären Störungsphase (Miocän?). Posthum erneuerte Bewegung an den alten Störungslinien und staffelförmiges Absinken des mesozoischen Vorlandes. Im Zusammenhang damit Basaltergüsse im Gebiet der Randspalte (Rauher Culm, Basaltkegel in der Gegend von Kemnath und Erbendorf, Parkstein bei Weiden, Basaltvorkommen bei Grafendobrach südlich von Kronach).
12. Völlige Einebnung der Fränkischen Linie im älteren Pliocän. Entstehung der Fern- und Quarzschotter in der Gegend von Erbendorf (**59**, p. 409).
13. Posthum erneuerte Bewegungen, besonders an den Randspalten, im Oberpliocän. Entstehung und posthume Erneuerung von zahlreichen kleineren Quersprüngen der NO-Richtung und Auftreten eines weiten flachen NO-Querfaltenwurfs, welcher die weite flache Aufwölbung des Thüringer- und Frankenwaldes und ähnliche Erscheinungen im mesozoischen Vorlande hervorrief: Auf- und Absteigen der Achsenlinien, Bildung von Achsenbuckeln und mit Dislokationen verbundenen Achsensenken.

Literaturverzeichnis.

1. ANDRÉE, K.: Geologie des Meeresbodens. **2**. Berlin 1920.
2. — Die wichtigsten Faktoren der marinen Sedimentbildung jetzt und einst. Geolog. Arch. 1923. **2**. Heft 6.
3. — Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rundschau. **6**. Heft 7/8. 1916.
4. — Die Sedimentpetrographie. Geol. Rundschau. 1911. **2**.
5. — Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geol. Rundschau. **3**. Heft 5/6. 1912.
6. — Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geol. Rundschau. **7**. Heft 3, 4, 5, 6. 1916. **8**. Heft 1/2. 1917.
7. BENECKE, E. W.: Über die „Dolomitische Region" in Elsaß-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle. Mitt. der Geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen. **9**. 1914—1916. p. 1.
8. — Über das Auftreten der Ceratiten in dem elsäss.-lothring. Oberen Muschelkalk.
9. BLANKENHORN, M.: Die Trias am Nordrand der Eifel zwischen Commern, Zülpich und dem Roertale. Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen. **6**. Heft 21 885. p. 1.

10. Boden, K.: Zur Gliederung des Oberen Muschelkalks in Lothringen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **71**. 1919. p. 104.
11. Brand, H.: Die Kupfererzlagerstätte bei Kupferberg in Oberfranken. Geogn. Jahreshefte. 1921. 34. Jahrgang.
12. Brandes, Th.: Die varistischen Züge im geol. Bau Mitteldeutschlands. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XLIII. 1920. p. 190.
13. Dacqué, E.: Vergleichende Biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. Berlin, Borntraeger 1921.
14. — Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915.
15. Deecke, W.: Über Meerestransgressionen und sich daran knüpfende Fragen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **68**. 1916. Heft 3.
16. — Mitteleuropäische Strömungen der Vorzeit. Sitzungsber. d. Heidelb. Akad. d. Wiss. Jahrg. 1923.
17. — Der paläogeographische Charakter des Germanischen Muschelkalkbinnenmeeres. Verh. d. Naturforsch. Ges. in Basel. **33**. 1922.
18. Dölter: Handbuch der Mineralchemie. **1**. Dresden 1912.
19. Frosch, H.: Führer zu Geologischen Ausflügen in die Umgebung von Bayreuth und Berneck. Sonderabdr. aus Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Vereins. **12**. 1922.
20. — Die Ceratiten des Bayreuther Muschelkalks. Ebenda. N. F. **12**. 1923.
21. Fischer, G.: Zur Kenntnis der Entstehung der Steinmergel im Fränkischen bunten Keuper. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. LI. 1925.
22. Götz, C.: Über die Veränderungen des Muschelkalks und Keupers im Trier—Luxemburger Becken nach W am Südrande der Ardennen. Jahrb. d. Preuß. Landesanstalt. **34**. Teil I. 1914.
23. — Über die Entstehung des Dolomites in den Muschelkalkgesteinen. Geol. Rundschau. 1921. **12**. p. 133—150.
24. v. Gümbel, W.: Geologie von Bayern. **2**. p. 720.
25. — Frankenjura. p. 512 u. 583.
26. — Geognostische Beschreibung von Bayern: Das Ostbayerische Grenzgebirge **2**. p. 684 und **3**. p. 113 u. 590.
27. Heim, Arnold: Über submarine Denudation und chem. Sedimente. Geol. Rundschau. **15**. Heft 1. 1924.
28. Hennig, H.: Geologie von Württemberg nebst Hohenzollern. Borntraeger, Berlin 1923.
29. Hermann, R.: Die östliche Randverwerfung des Fränkischen Jura. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **60**. 1908.
30. Hummel, K.: Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. Geol. Rundschau. **13**. 1922.
30 a. Kaiser, E. und T. W. Gevers: Tonige Muschelkalkfazies bei Bayreuth. Centralbl f. Min. etc. 1825. abt. B. p. 401/402.
31. Kalkowsky, E.: Oolith und Stromatolith im Norddeutschen Buntsandstein. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1908.
32. Klüpfel, W.: Zur Geologischen und Paläogeographischen Geschichte der Oberpfalz und Regensburg. Abh. d. Gießener Hochschulges. **3**. 1923.
33. Krauss, E.: Lothringen, in: Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt. Borntraeger, Berlin 1925.

34. *Lethea geognostica.* Trias.
35. Linck, G.: Entstehung der Dolomite. Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. **61**. 1909. p. 230—251.
36. Michael: Die Oberschlesischen Erzlagerstätten. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1884. **56**. p. 133.
37. Peine, J.: Beiträge zur Kenntnis der Abscheidungen des kohlensauren Kalks aus meerwasserähnlichen Lösungen. Diss. Jena 1913.
38. Philippi, E.: Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. Dies. Jahrb. Festband 1907. p. 397—445.
39. — Schichtung am Meeresboden. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **67**. 1908.
40. — Über die Präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Ebenda. **62**. 1910.
41. — Die Ceratiten des Oberen deutschen Muschelkalks. Geol. und Paläont. Abh. N. F. **4**. Heft 4.
42. Pompeckj: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geogn. Jahresh. **15**. 1901.
43. Reis, O. M.: Über den Oberen Hauptmuschelkalk Frankens. Centralbl. f. Min. etc. 1911.
44. — Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildung in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. Geogn. Jahresh. 1909. 22. Jahrg.
45. — Der Mittlere und Untere Muschelkalk im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt. Geogn. Jahreshefte. **14**. 1901.
46. — Führer zu Geologischen Ausflügen in die Umgebung von Bayreuth und Berneck. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Vereins. **12**. 1922.
47. Reis, O. und L. v. Ammon: Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken No. 19 d. geogn. Karte d. Königr. Bayern.
48. Riedel, A.: Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des Deutschen Oberen Muschelkalks. Diss. 1916.
49. Rothpletz: Die ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrung bei Straubing. München 1911.
49 a. Schaller, J.: Chemische und mikroskopische Untersuchungen von dolomitischen Gesteinen des Lothringischen Muschelkalks. Mitt. d. Geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen. **5**. 1904.
50. Schlagintweit, O.: Die Ceratiten des Mittleren Hauptmuschelkalks Würzburg. Centralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1921. p. 621—630.
51. Schmidt, K.: Über Mischsalze von Ca- und Mg-Carbonat. Diss. Jena 1913.
52. Schuhmacher: Zur Kenntnis des Unteren Muschelkalks im nordöstlichen Lothringen. Mitt. d. Geol. Komm. f. Els.-Lothr. **2**. 1889.
53. Seemann: Die geologischen Verhältnisse längs der Amberg—Sulzbacher und Auerbach—Pegnitzer Störung. Abh. d. Naturhist. Ges. in Nürnberg. **22**. Heft 3. 1925.
54. Spangenberg, K.: Die künstliche Darstellung des Dolomits. Diss. Jena 1913.
55. Solger, F.: Die Lebensweise der Ammoniten. Naturwiss. Wochenschr. N. F. **1**. No. 8. 1901.

56. Stille, H.: Grundzüge der vgl. Tektonik. Borntraeger, Berlin 1924.
57. — Die Saxonische Faltung. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1913.
58. — Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **71**. Jahrg. 1919.
59. de Terra, H.: Geologie der Umgebung von Erbendorf. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. LI. 1925.
60. Tietze, E.: Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien. **37**. 1887.
61. Thürach, H.: Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken. Geogn. Jahresh. 1888.
62. Vollrath, P.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des Fränkischen Wellengebirges. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. L. 1924. p. 120—288.
63. Weiss, Ch. E.: Entwicklung des Muschelkalks an der Saar, Mosel und im Luxemburgischen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1869. **11**.
64. Wagner, G.: Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Oberen Hauptmuschelkalks und der Unteren Lettenkohle in Franken. Geol. u. Paläont. Abh. N. F. **12**. 1913—14.
65. — Zur Stratigraphie des Oberen Hauptmuschelkalks in Franken. Centralbl. f. Min. etc. 1911. p. 416.
66. — Beitrag zur Kenntnis des Oberen Hauptmuschelkalks von Mittel- und Norddeutschland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. **71**. 1919. p. 80.
67. — Vom Oberen Hauptmuschelkalk. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württbg. 70. Jahrg. 1914.
68. Wagner, E.: Beitrag zur Bionomie und Faziesbildung des Muschelkalks bei Jena. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1921. **42**. Heft 1.
69. v. Werveke, L.: Erläuterungen zum Blatt Saarbrücken.
70. — Die Küstenausbildung der Trias am Südrand der Ardennen. Mitt. d. Geol. Landesanst. von Els.-Lothr. **10**. 1916. p. 151—236.
71. — Entstehung des Dolomites im Oberen Muschelkalk zwischen der deutschen Nied und dem Südrand der Ardennen. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Vereins. N. F. **5**. Heft 2. p. 134—142.
72. — Geologische Karte der südlichen Hälfte des Großherzogtums Luxemburg. Straßburg 1887.
73. — Zur Frage des Vorkommens von Kohle in der Gegend von Longwy sowie im Großherzogtum Luxemburg und über die Randausbuchtung der Trias in der Luxemburger Bucht. Mitt. Geol. Landesamt Els.-Lothr. **6**. Heft 2. 1908.
74. Wurm, A.: Geologie von Bayern: Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald. Handb. d. Geol. u. Bodenschätze Deutschlands. Borntraeger, Berlin 1925.
75. Herbig, P.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Muschelkalkschollen östlich von Kronach. Geogn. Jahresh. 1925. XXXVIII. Jahrg. p. 119.

Von dieser Arbeit bekam ich gerade noch vor der Drucklegung Kenntnis. Es konnte daher im Text nicht mehr darauf eingegangen werden. Ihre Ergebnisse stimmen jedoch in allen wesentlichen Punkten mit den eigenen in diesem Teil des Gebietes überein.

Ueber Glazialschichten an der Basis der Nama- und Konkipformation in der Namib SW-Afrikas.

Von

Werner Beetz in Johannesburg, S-Afrika.

Mit Taf. XIX—XXII und 1 Textabbildung.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 437
I. Der Tillit an der Basis der Namaformation 438
Stratigraphische Übersicht 439
Der Tillit 442
A. Verbreitung 442
B. Erhaltungszustand und Lagerungsverhältnisse 444
C. Das Gestein des Tillits 445
1. Die Grundmasse 446
2. Einschlüsse (Gerölle und Geschiebe) im Tillit 449
D. Eine glazial geschrammte Oberfläche 451
E. Mächtigkeit des Tillits und Tillitprofile 453
F. Geröllbänke im Hangenden des Numeestillits 455
G. Bedeutung des Unteren Dolomits für das Glazialproblem . 455
II. Der Tillit (?) an der Basis der Konkipformation 456
III. Allgemeines über die stratigraphische Lage und Bedeutung des Tillits an der Basis der Namaformation (Numeestillit Rogers). 459
Die Lehre vom Diastrophismus 461
IV. Allgemeines und Schlußfolgerungen 465
A. Über Eiszeiten 465
B. Altcambrische Glazialschichten verschiedener Länder 469
C. Vergleich südafrikanischer, proterozoischer Pränamaformationen mit proterozoischen Ablagerungen anderer Länder . . 474
Literaturverzeichnis 478

Einleitung.

Es soll im folgenden eine Beschreibung sehr mächtiger Tillitablagerungen an der Basis der Namaformation in der südlichen Namib gegeben werden. Dieser Tillithorizont entspricht offenbar

dem von Dr. Rogers (**26**)[1] im Klein-Namaland aufgefundenen Numeestillit.

Außerdem wird auf tillitähnliche Ablagerungen an der Basis der Konkipformation auf den südlichen Diamantfeldern aufmerksam gemacht. Dieser Tillit würde ungefähr dem von Rogers in den Witwatersrandschichten aufgefundenen entsprechen. Damit würde sich die Zahl der in Südafrika aufgefundenen paläozoischen und präcambrischen Glazialhorizonte auf fünf erhöhen.

Im Anschluß hieran soll versucht werden, mit Hilfe der Diastrophentheorie nachzuweisen, daß der Tillit an der Basis der Namaformation jungalgonkisch resp. altcambrisch ist, d. h. den in Australien und China an der Basis des Paläozoicums gefundenen Tilliten im Alter entspricht. Damit wäre für Südafrika ein Anhalt gefunden für die geologisch so wichtige Grenzlinie zwischen Paläozoicum und Proterozoicum. Ein Vergleich entsprechender südafrikanischer Schichten mit dem Proterozoicum der am besten erforschten Länder versucht diese Schlußfolgerungen weiter zu stützen und zu vertiefen.

I. Der Tillit an der Basis der Namaformation.

Es wurden vom Verf. bereits 1917 am Nordwestrande des Klinghardtgebirges in der südlichen Namib eigenartige Schieferkonglomerate gefunden, die 1923 westlich der Wasserstelle Kaukausib wieder aufgefunden und für Tillite angesprochen wurden. In dieser Gegend wurde festgestellt, daß die Tillite an der Basis der Namaformation liegen. Die Tillite erwiesen sich als sehr mächtig und zeigten viel Übereinstimmung mit der Beschreibung, die Rogers von seinem Numeestillit im Klein-Namaland gibt (**26**).

Deshalb wurde versucht, die Tillite nach dem Oranje hin zu verfolgen, soweit Namaformation vorhanden ist. Es gelang dabei, die Tillite im nördlichen Klinghardtgebirge nachzuweisen, dann am Südrand des Wittpützgrabens entlang bis zur Wasserstelle Wittpütz. Dem Numeestillit Rogers' sicher entsprechende Schichten wurden dann bei Daberas am Oranje und nördlich Sendlingsdrift aufgefunden. Mit Hilfe der auf den südlichen Diamantfeldern erworbenen stratigraphischen Erfahrungen und einiger Erkenntnis

[1] Die in Klammern gegebenen Ziffern beziehen sich auf das Literaturverzeichnis auf p. 478 u. f.

im geologischen Aufbau des Faltengebirges der Ovibberge gelang es auch für diese Vorkommen am Oranje nachzuweisen, daß sie den Basisschichten der Namaformation angehören.

Ein isoliertes Vorkommen des Tillits fand sich schließlich noch mitten im Gneisgebiet 15 km südlich von Lüderitzbucht an der Großen Bucht.

Stratigraphische Übersicht.

Die für das Verständnis der stratigraphischen Stellung des Tillits in Frage kommende Schichtenfolge in der südlichen Namib ist nach dem jetzigen Stande unserer Erkenntnis folgende (von oben nach unten) (siehe Tabelle auf p. 440).

Die mit den Basisschichten der Namaformation beginnende Transgression überflutete ein Festland, das zu einem Teil zu Peneplains abgetragen war. z. T. aber auch aus mehr oder weniger bergigem Terrain bestand (s. a. **27**). Daraus werden einige Haupteigenschaften der Basisschichten und des Kuibisquarzits verständlich, die z. T. auch bei den Black Reef-Schichten Südafrikas sich finden. Es sind dies:

1. Die stark wechselnde Mächtigkeit der Basisschichten und des Kuibisquarzits, ebenso der Black Reef Series (**28**, p. 26; **26**, p. 81).
2. Große Unregelmäßigkeit in der Art der Gesteine in den Basisschichten (**29**, Bd. I, p. 107 u. f.).
3. Verschiedene Fazies, und zwar Kuibisquarzit als Land- und Flachseefazies, die Tonschiefer der Küstennamib als Ablagerungen eines tieferen Wassers (**29**, Bd. 1, p. 93, 111 u. f.).
4. Verschiedenes Alter der tiefsten Ablagerungen, da der Beginn der Überflutung und Sedimentation je nach der Höhenlage zu verschiedenen Zeiten stattfand.

Wo bisher ein genaues Profil studiert werden konnte, liegt der Tillit direkt über der Diskordanz, d. h. direkt an der Basis der Namaformation.

Die Höhe des Unteren Dolomithorizontes der Basisschichten über der Diskordanz wechselt, aber wo er mit dem Tillit verknüpft ist, liegt er immer konkordant direkt über dem Tillit und schließt die Glazialschichten nach oben ab (Kaukausib, Wittpütz). Danach ist der Tillit die allerälteste Ablagerung der Namaformation, deren tatsächliche Basis er bildet.

Südwestafrika (Inland)	Küstennamib	Südafrika
Obere Namaformation		
Fischflußschichten	Fischflußschichten	
Schwarzrandschichten	Schwarzrandschichten	
Untere Namaformation (transgredierend über alle älteren Formationen)		
Schwarzkalk	Schwarzkalk	Campbell Rand und Dolomite Series
Kuibisquarzit	Kuibisquarzit Tonschieferfazies (grüne Schiefer und Kalke)	Black Reef Series
Basisschichten	Basisschichten	an deren Basis
a) Arkosen und Konglomerate	a) Arkosen und Konglomerate	a) Arkosen und Konglomerate
b) Unterer Dolomit südl. Kuibis	b) Unterer Dolomit	b) Unterer Dolomit bei Prieska
	c) Tillit (Numeestillit)	c) Numeestillit
Diskordanz	Diskordanz	Diskordanz
Konkipformation		
Auborus-Series (Landsedimente)		Obere Korasseries
Diskordanz		
Sinclair-Series (Masseneruptionen)		Diskordanz
Diskordanz	Eruptiva	Ventersdorpsystem (mit 2 Diskordanzen)
Korasschichten (Flachsee)		Diskordanz
	Dolomite, Quarzite, Schiefer und Tillit an der Basis	Witwatersrandsystem Tillit von Heidelberg und Klerksdorp
Diskordanz	Diskordanz	Diskordanz
Verschiedene Präkonkipformationen		Swazilandsystem etc.
Diskordanz	Diskordanz	
Urgneis	Urgneis	

Der Untere Dolomithorizont der Basisschichten, der an der Küste weit verbreitet ist, wurde auch im Inland stellenweise aufgefunden (z. B. 40 km südlich Kuibis und bei Wittpütz) und Rogers erwähnt ihn von Prieska (**30**, p. 81). Er bedeutet eine deutliche Oszillation im Verlaufe der großen Transgression, die mit der Namaformation beginnt und ihren Höhepunkt in den Ablagerungen des Schwarzkalks (resp. der Dolomite Series) erreicht. Auf einen möglichen ursächlichen Zusammenhang dieser Oszillation mit den Glazialablagerungen komme ich weiter unten zurück.

Anschließend an die durch den unteren Dolomit gekennzeichnete stärkere Überflutung gewisser Landstrecken folgte im Kuibisquarzit zunächst wieder flachere See, ja es wurden außerdem Anzeichen[1] einer gewissen Verbreitung von Land in der Namib gefunden.

Später aber gewinnt die See immer mehr an Tiefe und überflutet schließlich auch die meisten größeren Erhebungen.

Es ist schwer, sich eine sichere Vorstellung von den bei Beginn der Namaformation herrschenden Höhenunterschieden zu machen. Das Festland wurde einmal von den Erhebungen der letzten Gebirgsbildungen überragt (Auborusschichten im Maltahöhedistrikt, **27**), dann aber in der südlichen Namib besonders von Granitstöcken (Gabis, Münzenberge, Aurusgebirge, Harries, Pockenbank, Nudabib). Die Tonschieferfazies (Küstennamib) gibt uns den Anhaltspunkt, wo tieferes Wasser in der ganzen Unteren Namaformation verbreitet war; sie zeigt uns damit auch die Gebiete, die als Depressionen, als Senken bei Beginn der Ablagerung der Namaformation, d. h. zur Zeit der Tillitbildungen, bestanden. Danach zog sich ein etwa 15 km (bei Bogenfels) breiter Streifen tieferen Wassers von Buntfeldschuh nach N bis zum Zweikuppenberg, wo der Streifen noch etwa 3 km Breite hat; an dieser Stelle hing er wahrscheinlich durch einen O—W-Arm in einer Biegung zusammen mit den grünen Schiefern, die das Hangende des Tillits westlich Wasserstelle Kaukausib bilden. — Auch bei Daberas am Oranje und nördlich Sendlingsdrift fand ich die Tonschieferfazies wieder in Verknüpfung mit Tillit; diese Fazies herrscht in den südlichen Ovibbergen und wird

[1] Solche Anzeichen sind: 1. Trockenrisse auf den Quarzitplatten am Numitsoabberg; 2. Fossile Regentropfen auf Lüderitzfelder; 3. Knollensteine (verkieselte Kalkkonkretionen) auf Lüderitzfelder und an anderen Stellen; 4. Chloritknollen in eigenartiger Anordnung im Quarzit (**29**, Bd. 1, p. 114).

erst weiter nördlich bei Gergarub vom Kuibisquarzit abgelöst. Ferner erwähnt Klinghardt auf der Sperrgebietskarte bei Kandiespforte grüne Schiefer, die nur der Tonschieferfazies angehören können.

Ich sehe in dem Vorkommen der marinen Tonschieferfazies im Zusammenhang mit vielen Tillitvorkommen — besonders nach der Stelle ihres Auskeilens zu — einen Beweis dafür, daß die heute noch vorhandenen Tillitablagerungen in der Hauptsache als Driftbildungen aufzufassen sind und sich am Meeresboden ablagerten.

Der Tillit.

A. Verbreitung.

(Siehe Skizze Abb. 1: Uebersichtskarte der Tillitvorkommen).

Tillitablagerungen an der Basis der Namaformation sind mir bisher bekannt geworden:

a) An der Küste nördlich und südlich der Großen Bucht, 15 km von Lüderitzbucht, stark gefaltet und gepreßt.

b) 2 km westlich Wasserstelle Kaukausib, an der Kaukausibkuppe auskeilend, von da nach S, nach dem Klinghardtgebirge zu schnell mächtiger werdend, dann am Nordwestrand des Klinghardtgebirges entlang und an mehreren Stellen im nördlichen Klinghardtgebirge; gefaltet, aber nicht so stark gepreßt wie an der Küste.

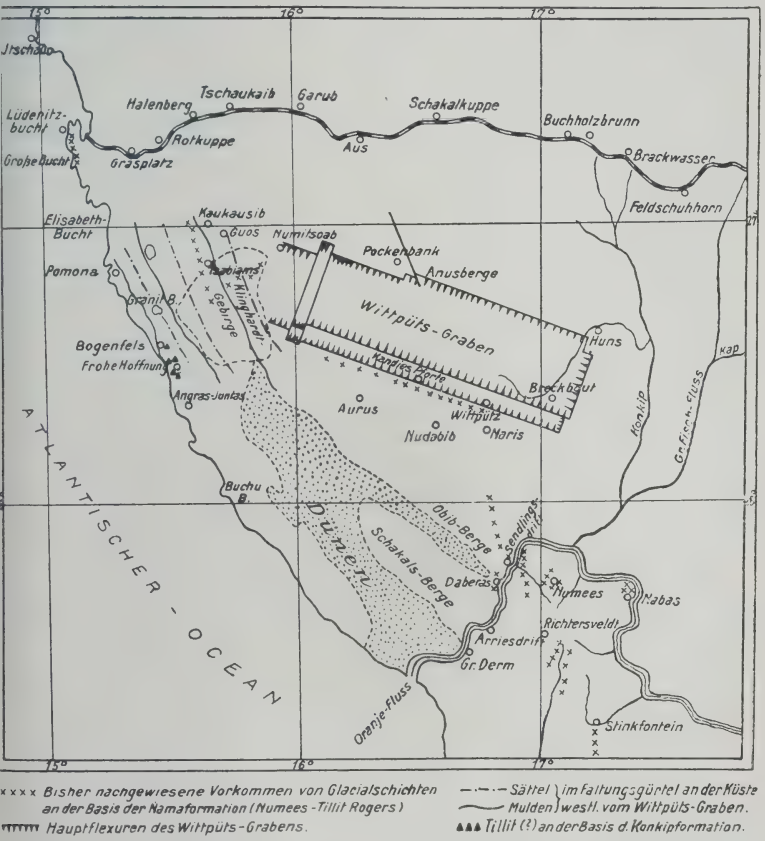
c) Am Südrand des Wittpützgrabens von südwestlich Kandiespforte (Swartkloofberg) an in vorgelagerten Bergen bis Wittpütz; nur wenig aufgerichtet, wenig metamorph; der Tillitcharakter ist gut bewahrt (Taf. XXII Fig. 7); im Liegenden eines Tillitlagers eine wahrscheinlich glazial geschrammte Oberfläche (Taf. XXI).

d) Am Nordufer des Oranje bei Daberas (Taf. XIX Fig. 2) und nördlich Sendlingsdrift (Taf. XIX Fig. 3), so weit wie die Basisschichten untersucht werden konnten; stark gefaltet und gepreßt, wie bei a und e.

e) Das Vorkommen unter d) schließt bei Sendlingsdrift direkt an das von Rogers beschriebene Vorkommen des Numeestillits im Klein-Namaland an (**26**).

Verbindet man die äußersten, bisher bekannten Punkte der Verbreitung, so ergibt sich, daß die Glazialschichten (inklusive Numeestillit) bereits auf einem Areal von 26 500 qkm nachgewiesen

sind. Das Verbreitungsgebiet liegt am Westrand des südafrikanischen Kontinents. Östlich einer ziemlich scharfen Grenze gegen O, die von Wittpütz nach Nababeep zieht, fehlen die Tillitablagerungen. Südöstlich Wittpütz liegt Unterer Dolomit fast an der Basis der Namaformation; da westlich Wittpütz überall der Untere



Verbreitung der Glazialschichten an der Basis der Namaformation. Etwa 1 : 300 000.

Dolomit direkt über dem Tillit liegt, muß angenommen werden, daß östlich Wittpütz zur Eiszeit entweder keine Schichten abgelagert wurden oder daß sie wieder zerstört sind. Dies und die oben erwähnte geschrammte Oberfläche deuten darauf hin, daß in der Gegend von Wittpütz zur Eiszeit Land war; dafür sprechen auch die dicht südlich Wittpütz beginnenden Granitberge.

B. Erhaltungszustand und Lagerungsverhältnisse.

Der Tillit tritt in verschiedenstem Erhaltungszustand auf; diese Verschiedenheit hängt wieder zusammen mit den wechselnden Lagerungsverhältnissen der Namaformation in der südlichen Namib. Die Verbreitung von Namaformation in der südlichen Namib westlich des Namibabfalls (Great Escarpment) ist gebunden einmal an den etwa 60 km breiten Wittpützgraben mit dem westlich anschließenden Faltungsgürtel an der Küste (**31**); ferner an die Faltengebirge der Ovib- und Schakalsberge nördlich vom Oranje; ein kleines isoliertes Vorkommen liegt an der Großen Bucht 15 km südlich Lüderitzbucht [1].

Auch im Klein-Namalande und in den Ovibbergen ist die Namaformation stark gefaltet, z. T. bis zu überkippter Lagerung. Die Intensität der Faltung ist südlich und nördlich des Oranjeunterlaufs im großen und ganzen noch höher als auf den südlichen Diamantfeldern. Es ist einleuchtend, daß — neben den Tonschiefern — die ursprünglich weiche Grundmasse der Tillite die stärksten Einwirkungen der Metamorphose aufweist.

Verhältnismäßig geringe Metamorphose zeigt der Tillit am Südrand des Wittpützgrabens. Er erscheint hier meist noch südlich der Hauptflexur, die durch eine Tafelbergkette gebildet wird, und setzt eine Reihe von Hügeln zusammen, die der Bergkette vorgelagert sind. Dieser Teil ist zwar von Verwerfungen durchsetzt, liegt aber noch nicht im Faltungsbereich der Hauptflexur (**31**). Deshalb ist der moränenartige Charakter mit massiger Verwitterung in diesen Vorkommen am deutlichsten ausgeprägt.

Auch am Nordwestrand des Klinghardtgebirges ist die Metamorphose wenig stark. Der Tillit liegt hier in der ersten östlichsten

[1] Die Beweise für das Auftreten der Namaformation in Faltengebirgen der südlichen Diamantfelder und der Ovibberge bestehen in folgendem:

1. Die durch geologische Spezialaufnahmen auf den südlichen Diamantfeldern nachgewiesene detaillierte, stratigraphische Übereinstimmung der betreffenden Schichten mit denen des Inlands.
2. Zusammenhang der gefalteten Namaschichten an der Küste mit denen des Inlands durch den Wittpützgraben.
3. Der direkte Übergang von Tafelbergformation in gefaltetes Gebirge (Ovibberge) wurde bei Gergarub zwischen Wittpütz und Oranje beobachtet.
4. Ein weiterer starker Beweis liegt in dem gleichmäßigen Vorkommen des charakteristischen Tillits an der Basis der Namaformation.

Einfaltung des Faltungsgürtels der südlichen Diamentfelder (vgl. 3 in Anm. [1], p. 444). Diese östlichste Einfaltung hat eine Druckschieferung weicher Schichten, besonders der überlagernden grünen Tonschiefer und der weichen Tillitgrundmasse selbst hervorgerufen. (Geschiebe sind von dem Druck stellenweise parallel gerichtet.) Die ursprüngliche Schichtung ist in den Tonschiefern meist noch gut erkennbar. Der Tillit zeigt neben Druckschieferung etwas sericitische Neubildungen. Es tritt in ihm bei Tsabiams eine eigenartige sehr dicke Bankung auf, die wohl Absonderungsflächen entspricht, die durch Belastungswirkung (**33**, p. 44) der sehr mächtigen überlagernden Quarzite und Kalke entstanden sind. Die massige Verwitterung der Tillite tritt hier noch deutlich hervor gegenüber der Druckschieferung. Mechanische Einwirkungen auf die Geschiebe jedoch sind häufig (Taf. XIX Fig. 2), oder diese sind zerbrochen.

Stärker ist die Metamorphose in dem stark gefalteten Vorkommen an der Küste bei der Großen Bucht; sie ist die gleiche wie die am Nordufer des Oranje und im Klein-Namaland, wo sie von Rogers beschrieben ist. Der Tillit ist zu einem Phyllit umgewandelt; die Geschiebe sind von Druckklüftung parallel und senkrecht zur Druckschieferung durchzogen, ja sie sind z. T. abgeplattet, parallel gerichtet und noch stärkeren Einwirkungen unterworfen, wie sie Rogers beschreibt („In some cases the boulders have been distorted in an extraordinary fashion, especially those made of granite or gneiss, and they bear some resemblance to small intrusions"; **26**, p. 91).

C. Das Gestein des Tillits.

Die an vielen Stellen beschriebenen Charakteristika für Tillit sind auch in dem hier behandelten Tillit vorhanden; es sind dies hauptsächlich: unregelmäßige Verteilung verschiedenster Korngrößen von Ton bis zu großen Geschieben durch eine völlig ungeschichtete Masse; große Verschiedenheit der eingeschlossenen Geschiebe. Gekritzte Geschiebe fand Rogers im Numeestillit (**26**, p. 91). Mir selbst gelang es, Platten einer scheinbar glazial geschrammten Oberfläche westlich Wittpütz aufzufinden, wo plattige Quarzite mit Tillit wechsellagern. Wenn es mir bisher nicht gelang, einwandfrei gekritzte Geschiebe aufzufinden, so hat das seinen Grund in der Hauptsache wohl darin, daß mir Zeit zum Suchen nicht zur Verfügung stand. Die Wasserlosigkeit und Entlegenheit

der Gegend der besuchten Vorkommen zwangen mich dazu, sie in Gewaltritten aufzusuchen und zu verfolgen. Es war mein Hauptziel bei dieser Verfolgung der Schichten, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre Verbreitung und ihren Zusammenhang mit Rogers' Numeestillit festzustellen. Es sind mir eine große Reihe von scheinbar facettierten und abgeschliffenen Geschieben in die Hand gekommen; jedoch genügte mir keins, um mit voller Bestimmtheit seinen glazialen Ursprung zu behaupten. Bei einigen konnte mit Bestimmtheit gesagt werden, daß Schliff und Kritzung tektonischen Ursprung haben.

1. Die Grundmasse.

Die Grundmasse des Tillits wechselt in Farbe und Korngröße. Stellenweise ist sie sandig mit vielen Kieskörnern und zurücktretender Tonsubstanz. Dies ist der Fall z. B. bei Tsabiams und in einzelnen Tillitpartien dicht bei Wasserstelle Wittpütz. Das Gestein hat dann graue bis graugrüne Färbung. An solchen Stellen pflegen die eingeschlossenen Geschiebe besonders zahlreich zu sein. Andere Tillitpartien bestehen fast nur aus dichter Grundmasse mit sehr sparsam eingestreuten Geschieben. Solche Tillite fanden sich besonders südwestlich Kandiespforte. Die Grundmasse ist hier blauschwarz bis braunschwarz, makroskopisch einem Eruptivgestein nicht unähnlich, bis man die spärlichen Geschiebeeinschlüsse sieht, die auch hier beträchtliche Größe erlangen.

Bei Kandiespforte nun ist eine Grenze zwischen zwei verschiedenartigen Tilliten. Während nämlich die östlicheren Kuppen in dunkelblauschwarzer Grundmasse spärlich fast nur Geschiebe des Gneisgrundgebirges führen (Granite, Pegmatite, Amphibolite etc.), bestehen die Einschlüsse im Tillit der westlichen Kuppen zur überwiegenden Menge aus blauen Kalken und Quarziten und sind wesentlich häufiger. Es liegen hier offenbar Tillite zweier verschiedener Ursprungsgebiete vor. Da die Gegend mit viel Schutt und Flugsand überdeckt ist, konnte nicht festgestellt werden, ob diese Tillite sich überschneiden oder ob sie direkt aneinander grenzen.

Die einfachste Erklärung der verschiedenartigen Grundmasse und Geschiebeeinschlüsse scheint mir folgende zu sein.

Die Erscheinung wechselnder Geschiebearten weist auf verschiedene Ursprungsgebiete hin und damit auf verschiedene Glet-

scher mit ihren jeweiligen Sammelgebieten. Zwischen Wittpütz und Kaukausib Wasserstelle, einer Strecke von 105 km, sind die Tillite von mindestens drei Gletschern nachzuweisen, und zwar:

1. der Tillit von Wittpütz bis Kandiespforte (Geschiebe: Gneise, Granite, Pegmatite, hochkristalline Schiefer);
2. der Tillit von Kandiespforte (Geschiebe: hauptsächlich Kalke und Quarzite; kristalline Schiefer sehr zurücktretend);
3. der Tillit von Tsabiams-Kaukausib (Geschiebe: Granite, Gneise, Quarzite, kristalline Schiefer).

Als damals hochgelegene Ursprungsgebiete[1] kommen für diese Gletscher in Frage:

für 1. die Granitstöcke von Harries und Pockenbank mit ihrem Mantel kristalliner Schiefer;

für 2. die Granitstöcke von Nudabib-Roiberg mit vielen umliegenden Pränamasedimenten (Kalken, Quarziten etc.);

für 3. das Aurusgebirge und besonders der Granitstock von Gabis (östlich vom Pomonagebiet) mit ihrem Mantel mehr oder weniger kristalliner Schiefer[2].

Danach würde die Breite der Ablagerungen der einzelnen Gletscher etwa 35 km betragen und die Länge, d. h. die Entfernung der Sammelgebiete vom Tillitende, 30—70 km.

Wo die Tillite in der Nähe ihres Ursprungsgebietes auftreten (also bei Wittpütz, Taf. XIX Fig. 1, und Tsabiams am Nordwestrand des Klinghardtgebirges), ist die Grundmasse kiesig und die Zahl und Größe der Einschlüsse bedeutend. An den entfernten Stellen, in der Nähe der Tillitenden (bei Kandiespforte, Taf. XXII Fig. 7, und westlich Kaukausib Wasserstelle), dagegen ist die Grundmasse tonig und die Zahl der Einschlüsse gering.

Bei Wittpütz und Tsabiams aber war Landnähe, da beide dicht an den Granitstöcken liegen und bei Wittpütz außerdem eine geschrammte Oberfläche darauf hinweist; westlich Kaukausib Wasser-

[1] Daß damals die Granitstöcke hochragende Berge bildeten, geht besonders daraus hervor, daß die Namaformation sich an sie anlagert; an der Narudaus-Pforte südlich Pockenbank sinkt die Mächtigkeit von Basisschichten und Kuibisquarzit bis auf wenige Meter, der Granit wird dort auf der Höhe des Berges fast direkt vom Schwarzkalk überlagert, während in einiger Entfernung vom Berge wieder normale Mächtigkeiten herrschen.

[2] Das Klinghardtgebirge bestand damals noch nicht; es ist ein jungvulkanisches Phonolithgebirge, vgl. E. Kaiser in **29**, Bd. I, p. 277 u. f.

stelle und südlich Kandiespforte weist die dort im Hangenden konkordant auftretende Tonschieferfazies auf eine ursprüngliche Senke von Beginn der Überflutung an hin.

Das würde bedeuten, daß die Gletscher in der Nähe von Wittpütz und Tsabiams in die See kamen, dort kalbten und daß die Eisberge dann in der Richtung nach Kandiespforte resp. nach Kaukausib zu getrieben wurden. Die Strömung, die die Eisberge trieb, hielt auch die tonigeren Bestandteile im Wasser suspendiert. Die Eisberge schmolzen schnell ab, denn die Länge der Tillitlager ist nur ungefähr 30—70 km. Aus alledem erklärt sich das plötzliche Einsetzen gewaltiger Tillitablagerungen bei Wittpütz und Tsabiams, daraus auch das Auskeilen derselben bei Kaukausib und schließlich die vorherrschend sandig-kiesige Grundmasse auf der einen, die vorherrschend tonige Grundmasse auf der anderen Seite. Ob die Mächtigkeit der Tillite auch von Wittpütz nach W zu geringer wird, hat aus Mangel an Zeit bisher nicht festgestellt werden können.

Mit Hilfe dieser Betrachtungsweise und der Schlußfolgerungen, die wir aus dem Wechsel der Grundmasse und der Art der Verbreitung der Geschiebe im Tillit ziehen konnten, entsteht vor unseren Augen folgendes Bild der Oberflächenformen zur Zeit der Vereisung.

1. Auf einem von tiefen Meeresbuchten zerschnittenen Lande liegen hohe Granitberge (Harries, Pockenbank, Nudabib Roiberg, Gabis, Münzenberge etc.).
2. Gletscher reichen von den Bergen auf den Meeresspiegel hinab; die vom Eis mitgeführten Schuttmassen werden zum größten Teil von Eisbergen in die See hinaus verfrachtet und lagern sich nach Abschmelzen der Gletscher auf dem Meeresboden ab.
3. Die Länge der Gletscher und damit die Entfernung des Ursprungs der Geschiebe überschreitet nicht die Entfernung von 70 km.
4. Die Gletscher lagen an der Westseite der Linie Wittpütz—Nababeep; da nach dieser Westseite zu die Tonschieferfazies der Namaformation, die tieferes Wasser bezeichnet, häufiger auftritt, lagen die Gletscher wahrscheinlich auch an der Westseite eines alten Kontinentes, der durch die zahlreichen Gebirgsbildungen der vorhergehenden Zeit entstanden war.

Die verhältnismäßig geringe Länge der einzelnen Tillitlager spricht dafür, daß die Eisberge schnell abschmolzen, d. h. daß die Wassertemperatur hoch lag. Besondere meteorologische Verhältnisse müssen die Gletscherbildung an dieser Küste begünstigt haben.

Man wird daran erinnert, daß die Westseite Neuseelands und Patagoniens in verhältnismäßig hohen Breiten noch sehr tiefreichende Gletscher haben, während an den gegenüberliegenden Ostseiten dieser Länder in gleichen Breiten die untere Gletschergrenze wesentlich höher liegt; dies hat seinen Grund in hohen Niederschlägen und vorherrschenden, kalten Westwinden auf den Westseiten.

Ähnliche Verhältnisse würden die in der Namib vorgefundenen Erscheinungen der alten Glazialablagerungen am besten erklären, nur daß die Vereisung eine viel stärkere und, nach den sehr mächtigen Ablagerungen zu urteilen, eine sehr langdauernde war.

Im Zusammenhang damit möchte ich an dieser Stelle darauf hinweisen, daß bei dem australischen Vorkommen altcambrischen Tillits ganz ähnliche Entstehung angenommen wird (**23**); auch dort sandten vergletscherte Gebirge nach W zu in die See große Eisströme und die starke Vergletscherung wird von David (**23**) nicht nur durch die starke Temperaturerniedrigung zur Zeit der altcambrischen Eiszeit erklärt, sondern auch durch die Einwirkung kalter regenreicher Westwinde, wie sie auch heute an dieser Küste bekannt sind.

2. Einschlüsse (Gerölle und Geschiebe) im Tillit.

Im vorhergehenden Abschnitt ist schon verschiedenes über die Einschlüsse im Tillit gesagt: daß die Menge der Einschlüsse wechselt, daß ihre Art auf ein verhältnismäßig begrenztes Ursprungsgebiet hinweist, je nach dem Gletschergebiet, dem der Tillit angehört, daß der Tillit von Kandiespforte sehr reich an Kalk- und Quarzitgeschieben von Pränamasedimenten ist usw.

Rogers sagt von den Einschlüssen (**26**, p. 90): „The limestone boulders seem to be specially abundant between Kuboos and Sendlingsdrift“ und ferner (p. 91): „Several boulders of one sort of rock are often found together.“ Es ist hiermit vielleicht im Grunde dieselbe Beobachtung gemacht, die mich oben dazu führte, verschiedene, verhältnismäßig eng begrenzte Ursprungsgebiete einzelner Tillite anzunehmen.

Kalkgeschiebe, die Rogers mit veranlaßten, den Tillit für jünger als Schwarzkalk (Malmesbury beds) zu halten, leite ich von Pränamasedimenten ab. Die an der Küste auf den südlichen Diamantfeldern näher untersuchten Pränamasedimente enthalten blaugraue Kalke, die im Handstück und oft auch im Feld — besonders wo sie massig entwickelt sind — kaum von Schwarzkalk zu unterscheiden sind. Einer noch älteren, westlich Wittpütz auftretenden Sedimentformation mit meist hochkristallinen Gesteinen entstammen weiße oder braune eisenschüssige Marmorgeschiebe, die im Tillit bei Wittpütz vereinzelt angetroffen wurden. Auch Arkosen sind in den Pränamasedimenten vorhanden und wurden, besonders bei Kandiespforte, im Tillit als Geschiebe gefunden.

Während die Gneise, Granite, Pegmatite und Aplite meist als kantengerundete bis abgerollte Geschiebe auftreten, haben Kalke und Schiefereinschlüsse häufig eine eckige Form. Bei Tsabiams kommen stellenweise reichlich kleinere und größere Bruchstücke eines phyllitischen Tonschiefers aus einer im Liegenden auftretenden Präkonkipformation stammend vor; sie verschwimmen z. T. fast in der Grundmasse und geben dem Tillit das Aussehen einer Breccie.

Kubikmetergroße Geschiebe sind stellenweise nicht selten; das größte Geschiebe, das ich sah, ist ein Kalkblock von mindestens 20 cbm Inhalt (bei Kandiespforte).

Mandelsteine (**26**, p. 90) wurden bisher in der Küstennamib weder anstehend noch auf sekundärer Lagerstätte beobachtet.

Durch tektonischen Druck bei der Faltung haben die Einschlüsse dieselben Veränderungen erlitten, wie sie Rogers aus dem Tillit des Klein-Namalandes beschreibt: „The boulders almost always have their surfaces covered with sericitic films and longitudinal striae converging at the two ends; often they are cracked transversely and pulled out, the cracks being filled with quartz and calcite etc.“

Tektonische Kritzung ist recht häufig. Bei der Entscheidung, ob tektonische oder glaziale Kritzung vorliegt, habe ich mich nach den sehr eingehenden Untersuchungen gerichtet, die Howchin an Geschieben altcambrischer australischer Tillite vorgenommen hat. Ursache und Wirkung tektonischer Kritzung an Geschieben ist von ihm vorzüglich beschrieben und wird am besten mit seinen eigenen Worten wiedergegeben (**22**, p. 247): „The pressure, that has induced cleavage in the bed has also shown its effects on the

boulders. These, especially the boulders of elongated shape, have undergone a partial revolution in the bed, so as to take a position in which the longer axis has become parallel with the cleavage-planes. In this movement some of the stones have become slightly distorted, and many show the effect of friction in the form of pseudo-striation on exposed surfaces. In the case of angular fragments the edges are sometimes bevelled off, and marked by strong parallel striae covering the entire surface of abrasion. In other instances these lines of scour diverge radially from a prominent part of the boulder, as though the latter had become scraped in consequence of a differential movement in the groundmass as compared with the boulder, which latter would offer greater resistance to movement. This pseudo-striation, owing to movement in the bed, differs from glacial striation in its uniform character and extent. The lines are of equal size and depth, are parallel one to the other over wide surfaces, and are often flanked by ridges; while the glacial striae are generally individual or patchy in their occurrence, of varying intensity, and divergent in direction. By these distinctive features the two classes of striation can be easily differentiated."

Bei den zahlreichen von mir beobachteten, tektonisch gekritzten Geröllen kommt allerdings noch dazu, daß die Flächen mit der Kritzung auch Schliff zeigen; auch die Ecken mit radial divergierenden Kratzern sind, soweit die Kratzer reichen, angeschliffen. Nicht nur von eckigen Stücken fand ich Stücke durch diese tektonische Einwirkung abgetrennt, sondern es konnte auch an einem Geröll beobachtet werden, daß an der tektonisch gekritzten und angeschliffenen Seite ein Stück fehlt. Der Schliff auf solchen tektonisch gekritzten Flächen ist zu häufig gefunden worden, als daß man annehmen könnte, daß eine ursprünglich glazial angeschliffene Fläche später wieder tektonisch gekritzt ist. Auch fanden sich Quarz- und Calcitneubildungen nicht nur auf Bruchflächen, sondern auch zwischen solchen tektonisch gekritzten Flächen und der Grundmasse.

D. Eine glazial geschrammte Oberfläche.

Die oben von Howchin gegebene Definition glazialer Kritzung paßt sehr gut auf die Schrammung, die auf einer Quarzitlage gefunden wurde, die im Liegenden eines Tillitlagers bei Wittpütz (ca. 2 km von den Häusern und der Wasserstelle Wittpütz, am

Südhang der ersten Kuppe südlich der Pad nach Godauspforte) auftritt (Taf. XXI). Der feldspathaltige Quarzit ist mit einer dünnen Tonlage überzogen. Auf dieser Tonlage ist die Schrammung deutlich zu sehen. Wo Stücke der Tonlage abgesprungen sind, sieht man, daß nur tiefere Kratzer die Tonlage durchdringen. Die Tonlage ist nicht etwa ein Reibungsprodukt, sondern gehört zum unterlagernden Quarzit. Der Unterschied zu anderen Glazialschrammungen liegt darin, worauf Dr. Rogers mich hinwies, daß der geschrammten Oberfläche der Schliff fehlt; es sind auf ihr die Rippelmarken noch deutlich zu verfolgen, d. h. sie sind zwar teilweise abgeschnitten, aber nicht völlig abgeschliffen.

Ferner findet man auch auf tieferen Flächen resp. Ablösen Kratzer, jedoch bei weitem nicht so zahlreich und deutlich wie auf der Hauptfläche.

Es handelt sich nun darum, festzustellen, ob andere Möglichkeiten existieren, eine solche Schrammung („individual or patchy in their occurence, of varying intensity, and divergent in direction" **22**, p. 247) hervorzurufen; wenn nicht, dann müßte eine Erklärung dafür gefunden werden, weshalb in diesem Falle der Schliff fehlt.

Dr. Rogers war zuerst geneigt, tektonische Kritzung anzunehmen auf Grund verschiedener Bewegung zweier übereinander lagernder Schichten, wie solche an manchen Stellen im Witwatersrandsystem nachgewiesen ist. Nachdem er die betreffenden Platten gesehen hatte, ließ er jedoch diese Ansicht fallen. Die Feldbeobachtungen sprechen auch gegen eine solche Auffassung. Die Schichten am Fundpunkt sind zwar leicht aufgerichtet, aber sonst nicht verändert. Sie liegen mehrere Kilometer südlich der südlichen Hauptflexur des Wittpützgrabens; starke Pressung und Faltung aber zeigt sich nur in Keilstücken der Hauptflexur. Die Gegend des Fundpunktes der geschrammten Oberfläche dagegen ist ganz ungefaltet und auch die sonst in randlichen Grabenpartien nicht seltenen Verwerfungen fehlen in der Nähe.

Die immerhin 2 km betragende Entfernung des Fundpunktes von der Wasserstelle und seine Lage an einem steilen Hang, ferner die Gleichmäßigkeit der Kritzungen sprechen gegen eine zufällige, rezente Entstehung durch Mensch oder Vieh.

Eine andere Erklärungsmöglichkeit der Schrammung ist mir nicht bewußt geworden.

Mir scheint, als ließe sich folgende Erklärung für diese eigenartige Schrammung geben. Wie oben auseinandergesetzt, flossen bei Wittpütz die Gletscher in die See. Es besteht nun die Möglichkeit, daß eine solche in die See vorgeschobene Eismasse durch Wasser, in dem sie teilweise schwamm, ihr Gewicht zum großen Teil verloren hatte, daß aber das mit vielem Schutt der Grundmoräne beladene Eis den Meeresboden an vielen Stellen gerade noch erreichte und schrammen konnte; dagegen verhinderte das verminderte Gewicht eine Politur der geschrammten Fläche und vermochte auch nicht die vorhandenen Unebenheiten ganz abzutragen. Für eine solche Auffassung flachen Wassers sprechen auch die Rippelmarken und die dünne Tonlage.

Ziemlich deutliche glaziale Schrammung glaube ich auch auf der abgeschliffenen Fläche eines etwa 1 cbm großen Granitblocks bei Wittpütz beobachtet zu haben; leider konnte ich diese Beobachtung nicht durch einen zweiten Besuch kontrollieren.

E. Mächtigkeit des Tillits und Tillitprofile.

Die Tillitablagerungen erreichen bedeutende Mächtigkeit. Rogers gibt vom Numeestillit bei Numees eine Mächtigkeit von 800 Fuß an, die bei Tsabiams und Wittpütz scheinbar ebenfalls erreicht wird. Da die Tillite ungeschichtet sind, ist es schwierig, ein Profil zu messen. An einer Stelle, wo durch wechsellagernde Quarzite die Schichtung erkenntlich wird, wurden 150 m Glazialschichten gemessen, jedoch ist der liegende Gneis und der hangende Untere Dolomit noch weit entfernt und das zwischenliegende Terrain durch Schutt überdeckt.

Tillite mit zwischenlagernden anderen Schichten sind mir von Wittpütz und der Großen Bucht, solche ohne zwischenlagernde andere Schichten von Tsabiams-Kaukausib, Kandiespforte und dem Oranje bekannt geworden.

Bei Wittpütz konnte folgendes Profil gemessen werden (von oben nach unten):

Schuttdecke, unter der der Tillit verschwindet,
über 100 m Tillit mit großen Geschieben,
2,00 m Sandstein bis Arkose, feinkörnig, oben eine Lage kleiner Kalkknollen,
0,50 m blaugrauer Tonschiefer,
ca. 8,00 m graue Arkose, geschichtet, aber mit vereinzelten Geschieben in der Mitte,

ca. 9,00 m Tillit, ungeschichtet, unregelmäßige Auflagerungsfläche,
ca. 1,00 m geschichtete, graue Arkose in linsenförmigen Partien,
3,00 m bläulicher Tonschiefer in Wechsellagerung mit feinkörnigen Arkosebänken,
0,60 m plattiger, etwas toniger Quarzit, graugrün, rötlich verwitternd,
1,20 m plattige Quarzite und Arkosen in Wechsellagerung; Rippelmarken,
0,25 m grobe Arkose,
0,30 m graugrüner Tonschiefer (Tillit) linsenförmig mit vereinzelten Geschieben,
2,60 m grobe Arkose, quarzitisch; oben dünne, glimmerreiche, graugrüne Quarzitplatten; ganz oben eine dünne Tonlage mit Schrammung (s. Fig. 5—6 auf Taf. XXI).
ca. 1,00 m graugrüne Arkose, mit wenigen, eckigen, kleinen Gesteinsfragmenten,
4,50 m Tillit, ungeschichtet, weniger Geschiebe als im Haupttillit, Grundmasse sandig, viel eckige Einschlüsse; der Tillit verschwindet unter einer Schuttdecke, an deren südlichem Ende der Gneis auftritt.

In Profilen an der Kaukausibkuppe und westlich davon liegen folgende Schichten vor:

Tonschiefer, grün, mit Kalkbänken (Übergang zum Schwarzkalk),
50 m grüne Tonschiefer (Tonschieferfazies des Kuibisquarzits),
30 m Unterer Dolomit,
10—20 m Tillit.
Diskordanz
Gneis.

In der Nähe dieser Profile keilt der Tillit aus; ein Vorkommen 1 km nördlich zeigt den Unteren Dolomit mit wenig Arkose an der Basis direkt über dem Gneis. Der Kontakt des Tillits zum Gneis und die Überlagerung des Tillits durch Unteren Dolomit ist an einer ganzen Reihe von Stellen aufgeschlossen. Ebenso grenzt nordwestlich Tsabiams Tillit an Gneis.

Bei Tsabiams selbst haben die tieferen Namaschichten eine bedeutende Mächtigkeit; ich rechne dort mit einer Mächtigkeit von 200—300 m allein des Tillits, dann folgen etwa 100 m Übergangsschichten (Geröllbänke, grobe Arkosen mit einzelnen Geröllen etc.) und etwa 500 m Kuibisquarzit.

Folgendes Profil von Schwarzkalk bis Tillit ist 3 km westlich Wittpütz an dem Weg nach Godauspforte aufgeschlossen (von oben nach unten):

Schwarzkalk,
ca. 100 m Kuibisquarzit, z. T. plattige, z. T. kompakte Quarzite; nach unten kompakte, graue Quarzite,
10 m Quarzite mit Tonschiefern wechsellagernd,

30 m sandige Tonschiefer, teilweise grünlich gefärbt (Übergang zur Tonschieferfazies),
20 m plattige, dolomitische Kalke, rötlichweiß und etwa kristallin (Unterer Dolomit),
10,00 m Tillit, im Liegenden vom Schutt des Uguchabreviers überdeckt.

F. Geröllbänke im Hangenden des Numeestillits.

Die von Tsabiams erwähnten Übergangsschichten zwischen Tillit und Kuibisquarzit bestehen in mehr oder weniger tonhaltigen, quarzitischen Bänken, die Gerölle führen und deutlich geschichtet sind; die Zahl der Gerölle nimmt nach oben ab. Während man in der Nähe des Tillits noch von Konglomeratbänken sprechen kann, sind in höheren Bänken die Gerölle nur noch sparsam durch eine sandige, quarzitische Grundmasse verstreut, die dann in den kompakten Kuibisquarzit übergeht. Diese Gerölle sind in der Regel nicht über faustgroß und gut abgeschliffen; große Geschiebe, wie im Tillit, kommen nicht mehr vor, und die Gerölle bestehen fast ausschließlich aus Quarz.

Ähnliche Geröllbänke wurden in tieferen Horizonten der Tonschieferfazies des Kuibisquarzits bei Gumchavib, westlich Polizeistation Sendlingsdrift, und gegenüber dem Jakalsberg gefunden; ebenso wurden in hangenden Schichten des Tillits Geröllbänke gefunden etwa 20 km nördlich von Sendlingsdrift an dem Wege nach Wittpütz. Diese Geröllbänke fasse ich als fluvioglaziale Ablagerungen auf.

G. Bedeutung des Unteren Dolomits für das Glazialproblem.

Aus den obigen Tillitprofilen geht hervor, daß der Tillit häufig von Dolomit überlagert wird, dem nach oben wieder Ablagerungen einer flacheren See folgen. Auf die Verbreitung dieses „Unteren Dolomits“ und seine stratigraphische Bedeutung war schon oben hingewiesen Der Untere Dolomit scheint auf den Westrand des Kontinents beschränkt zu sein, d. h. auf den Teil des Landes, in dem auch der Tillit gefunden wird. Hiervon würde nur das vereinzelte Vorkommen von Prieska abweichen.

Ob auch im Klein-Namaland dieser Untere Dolomit verbreitet ist, müßten weitere Feldbeobachtungen erweisen. Es ist meine

Absicht, hier darauf hinzuweisen, daß viele Tillitvorkommen durch Dolomit- resp. Kalkbänke überlagert werden oder mit Kalkbänken wechsellagern, während in hangenden Schichten Ablagerungen einer flacheren See wieder eintreten. Dazu gehört z. B. der australische cambrische Tillit (**22**, **23**), die wahrscheinlich zum gleichen Horizonte gehörenden Tillite der Blaini beds Indiens (**19**, p. 132); in China beginnen im Hangenden des cambrischen Tillits sofort die sehr mächtigen cambro-ordivicischen Kalke, ohne sichtbare Oszillation einer flacheren See. Hierher würden auch die marinen *Eurydesma*-Schichten im Hangenden des Dwyka-Tillits in Südwest gehören. Der Lehre von der Isostasie folgend rechnet man jetzt allgemein damit, daß der nordamerikanische Kontinent und das fennoskandische Festland unter dem Gewicht der pleistocänen Eisdecke gesenkt worden sind und daß nach dem Abschmelzen der Eisdecke die betr. Länder sich säkular wieder gehoben haben. Sollte eine solche Erklärung nicht auch auf diese alten Tillitvorkommen angewendet werden können, so daß die mit den Tilliten häufig eng verknüpften Dolomite eine Oszillation, eine Überflutung bezeichnen, die durch das Gewicht einer damaligen Eisdecke hervorgerufen wurde und nach Abschmelzen der Decke teilweise wieder aufgehoben wurde?

II. Der Tillit (?) an der Basis der Konkipformation.

Auf den südlichen Diamantfeldern Südwests kommen Pränamasedimente vor, die ich zur Unteren Konkipformation gerechnet habe. Sie werden von Kalken, Quarziten und Schiefern gebildet und sind von zahlreichen, metamorphen Eruptivgesteinen durchbrochen. Sie überlagern mit markanter Diskordanz hoch metamorphe Chloritschiefer und Amphibolite. An der Basis dieser Konkipformation treten verschiedenartige Schichten auf. Bisweilen sind es Geröllhorizonte, die ein normales Basiskonglomerat darstellen. An den meisten Stellen jedoch zeigen solche Geröllhorizonte besondere Eigentümlichkeiten. Ich beschrieb sie 1921 folgendermaßen (**29**, Bd. I, p. 98—99):

„Die Gerölle liegen in Schiefern, und zwar sind es einmal weiche Tonschiefer von grüner bis dunkler, bisweilen schwarzer Farbe, dann aber auch häufig blaugraue bis grauweiße, feinkörnige Kalkschiefer. Die Tonschiefer enthalten oft neben gut abgeschliffenen

Geröllen nur kantengerundete, große Klötze und außerdem eckige Bruchstücke von Dolomit. Besondere Größe erreichen auch Granitgerölle resp. Klötze; so wurden auf Bogenfels 40/41 solche von 50 cm, Ruxfelder von 40 cm Durchmesser gefunden. Man muß wohl annehmen, daß einzelne Granitkuppen in der Landschaft aufragten. Granit wurde in der im Liegenden befindlichen Chloritschieferstufe nicht beobachtet. Die Gerölle stecken vereinzelt in der dichten bis feinkörnigen, tonigen oder kalkigen Grundmasse. In gut abgeschliffenen, meist flachen Geröllen kommt ein schwarzer Quarzit vor. Diesem sind die obenerwähnten, dem kristallinen Grundgebirge angehörenden Quarzite, die von Granitintrusionen durchsetzt sind und besonders am Zweikuppenberg und nordöstlich von unseren Kartenblättern beobachtet wurden, ähnlich. Beide führen in rauchschwarzer, glasiger Grundmasse abgerundete, bläulich schimmernde, klar durchsichtige Quarzkörner. Da auch Granite im Liegenden anstehend nicht aufgefunden wurden, kann angenommen werden, daß Granite und Quarzite durch denselben Faktor in die Geröllhorizonte eingeschleppt wurden, sei es, daß einzelne Berge mit jetzt verhüllten Schichten durch die liegenden kristallinen Schiefer ragten und Schuttkegel entsandten, oder daß weiter herstammende Flußschotter das Material brachten, das dann die See aufbereitete.

Gerölle kommen bisweilen nur in einer Bank, bisweilen aber auch in mehreren Bänken übereinander vor. Auf den Klinghardtfeldern ist der Horizont 15 m, an der Großen Lagune stellenweise mindestens 10 m mächtig, manchmal fehlt er auch ganz. Auf Sternsche Felder läßt sich eine wenig über 1 m mächtige Bank mit Geröllen auf eine größere Strecke hin verfolgen. Neben Kalk- und Tonschiefern sind grobe, z. T. quarzitische Sandsteine in diesem Horizont verbreitet."

Als ich 1923 zuerst die Schieferkonglomerate an der Basis der Namaformation für Tillite hielt, glaubte ich Schichten gefunden zu haben, die mit den eben beschriebenen gleichaltrig seien. Erst die nähere Untersuchung belehrte mich, daß die Tillite bei Kaukausib an der Basis der Namaformation liegen. Jedoch befriedigte nunmehr nicht mehr die oben gegebene Erklärung des Schieferkonglomerates an der Basis der Konkipformation und die Erklärung der Schicht als Tillit erschien wesentlich einleuchtender.

Darauf besuchte ich einige der besten Aufschlüsse wieder und wurde in der Auffassung, daß ein Tillit vorliegt, nur bestärkt. Granitklötze bis 1,10 m im Durchmesser wurden gefunden, an vielen Stellen bestanden die Einschlüsse überwiegend aus eckigem Schiefer- und Dolomitmaterial, während die abgerollten Stücke zurücktreten. Weitere Anzeichen, wie Kritzung von Geschieben und Oberflächen, konnten jedoch nicht nachgewiesen werden und es besteht dafür auch kaum eine Hoffnung, da das Gestein sehr stark metamorph ist. Die Gerölle sind meist völlig abgeplattet; die Schiefergrundmasse schmiegt sich um die Einschlüsse wie die Grundmasse im Augengneis um die Feldspataugen. Wenn ursprünglich Kritzung von Einschlüssen vorhanden gewesen ist, muß sie unter solchen Umständen vernichtet sein.

Die Verbreitung dieses Schieferkonglomerats ist bisher von Bogenfels bis Buntfeldschuh über etwa 25 km nachgewiesen; seine Verbreitung weiter nach S ist möglich, ja wahrscheinlich. Nördlich Bogenfels sind Schichten der Konkipformation bisher nicht aufgefunden. Die geringe Mächtigkeit und Ausdehnung des Horizontes deuten jedenfalls darauf hin, daß es sich nur um eine Lokalvereisung gehandelt hat.

In meiner Arbeit über die Konkipformation (**27**) habe ich dargelegt, daß die *Sinclair*-Schichten dem Ventersdorpsystem entsprechen und daß demnach die Untere Konkipformation am besten dem Witwatersrandsystem zugerechnet wird. Die Auffindung eines Tillits an der Basis der Unteren Konkipformation an der Küste gibt dieser Ansicht eine weitere Stütze, da von Rogers in den Government Reef Series der Witwatersrandschichten ebenfalls ein Tillithorizont, und zwar bei Heidelberg und Klerksdorp nachgewiesen wurde (**56**, p. 20; **57**, p. 68). Würde man diese beiden Tillite als gleichalterig ansehen, dann würde die Untere Konkipformation nur einem Teil der Witwatersrandschichten entsprechen, da den Tillit in den Government Reef Series über 5000 Fuß Schichten unterlagern, die noch zu den Witwatersrandschichten gehören (**56**, p. 42).

Es ist außerdem darauf hinzuweisen, daß unsere beiden dem Proterozoicum angehörenden Tillite nicht allein dastehen, sondern daß auch in Nordamerika aus dem Unteren Keweenawan tillitähnliche Ablagerungen bekannt geworden sind (**54**).

III. Allgemeines über die stratigraphische Lage und Bedeutung des Tillits an der Basis der Namaformation (Numeestillit Rogers).

Die Diskordanz an der Basis der Namaformation resp. des Black Reef bildet einen der wichtigsten Wendepunkte und Leithorizonte der südafrikanischen geologischen Geschichte. Sie liegt einerseits am Ende einer langen Periode vielfacher Gebirgsbildung, die mit Masseneruptionen verknüpft war und mit Heraushebung eines Kontinents abschließt. Andererseits steht sie am Beginn einer langen Ruheperiode und einer großen, vielleicht der größten Transgression, die Südafrika betroffen und den ganzen südafrikanischen Kontinent bis Rhodesien überflutet hat. Aus diesem Grunde möchte ich diese Diskordanz als eine solche von erster Größe im Sinne der Diastrophentheorie bezeichnen.

Für die Erklärung der vorausgeschickten Behauptung ist eine Besprechung der liegenden und hangenden Schichten der Diskordanz nötig.

In Südwestafrika sind die jüngsten Ablagerungen unter der Diskordanz die Auborus-Schichten, die terrestrische Bildungen darstellen (**27**). Sie sind gefaltet und liegen diskordant unter der Namaformation, d. h. zwischen Ablagerung von Auborus-Schichten und Namaformation liegt eine Zeit der Gebirgsbildung und auch einer gewissen Abtragung. Eine gleichalte Bildung terrestrischer Ablagerungen stellen vielleicht die oberen Koras-Series Südafrikas dar.

Den Auborus-Schichten gehen Masseneruptionen voraus, die Sinclair-Schichten genannt sind; sie sind gleichalls durch eine Diskordanz von den Auborus-Schichten getrennt. Den Sinclair-Schichten entspricht in Südafrika das Ventersdorpsystem, das nicht nur vom Hangenden und Liegenden durch Diskordanzen getrennt ist, sondern auch zwei Diskordanzen umschließt (**30**, p. 67).

Die tiefsten Schichten der Konkipformation, die Kunjasschichten, sind wiederum durch eine Zeit der Gebirgsbildung, eine Diskordanz, von den Sinclair-Schichten getrennt; sie stellen Ablagerungen einer Flachsee dar. Eine weitere und zwar große Diskordanz trennt die Kunjasschichten vom Liegenden.

Die Kunjasschichten könnten — ihrer stratigraphischen Lage unter dem „Ventersdorpsystem“ nach — in Südafrika den Wit-

watersrandschichten entsprechen. Eine weitere Stütze für Korrelation der Unteren Konkipformation mit Teilen der Witwatersrandschichten bildet die Auffindung des oben beschriebenen Tillithorizontes. Auch die Kunjasschichten werden durch eine Diskordanz erster Größe vom Liegenden getrennt. In Südwest wie in Südafrika scheint der Ablagerung dieser Schichten die Intrusion gewaltiger Granitmassen vorausgegangen zu sein.

Die Zeit vom Liegenden der Witwatersrandschichten bis zum Hangenden des Ventersdorpsystems resp. der Korasschichten umfaßt eine fünffache, vielleicht sogar sechsfache Gebirgsbildung (Diskordanz); die Zeit vom Liegenden der Kunjasschichten bis zum Hangenden der Auborus-Schichten umfaßt mindestens eine vierfache Gebirgsbildung (Diskordanz). In Südafrika wie in Südwest besteht am Ende dieser Periode von Gebirgsbildungen Land. Mit der Zeit der letzten Gebirgsbildung vor der liegenden Diskordanz des Black Reef resp. der Namaformation schließt die lange Zeit der Gebirgsbildungen im großen und ganzen für Südafrika ab.

Es folgt eine lange Zeit der Ruhe, die mit einer gewaltigen Transgression beginnt. Transvaal-System und Namaformation transgredieren über alle älteren Formationen. Beide lagern sich sehr häufig auf Peneplains auf, und zwar besonders, wo kristalline Schiefer das Liegende bilden. In diesem Falle kann kein Zweifel darüber bestehen, daß ein gewaltiger Zeitraum zwischen Liegendem und Hangendem verstrich und daß die Diskordanz von erster Größe ist.

Geringer ist die Größe der Diskordanz an Stellen, wo die Konkipformation und besonders wo die Auborus-Schichten das Liegende bilden. Der Zeitintervall zwischen Aufrichtung der Auborus-Schichten und Beginn der Ablagerung der Namaformation genügte nicht, um die gebildeten Gebirge zu Peneplains abzutragen.

Jedoch auch wenn sich Stellen fänden, an denen die Namaformation konkordant Liegendem auflagerte, würde dies nicht die große Bedeutung der Diskordanz für die geologische Geschichte Südafrikas herabmindern können. Solche Übergänge, die bis zum völligen Verschwinden einer Diskordanz gehen können, sind allen — auch den weltweitesten Diskordanzen — gemeinsam. So ist eine der markantesten und am weitesten über die Erde verbreiteten Diskordanzen die an der Grenze des Paläozoicums zum Proterozoicum, und doch gibt es Gegenden, die eine konkordante Schichten-

folge von Tausenden von Metern unter dem Cambrium zeigen, so z. B. in Britisch-Columbien (**33**).

Auch die weltweitesten Gebirgsbildungen haben Streifen Landes freigelassen und die Verhältnisse im Liegenden und Hangenden einer Diskordanz zeigen, wenn sie nur durch kurzen Zeitintervall getrennt sind, oft noch ähnliche Verhältnisse. Zwar steht die Diskordanz an der Basis der Namaformation am Beginn einer gewaltigen Transgression, und doch trifft man über ihr noch Anzeichen, daß stellenweise eine Zeitlang wieder Land auftauchte (s. p. 4). So ist es auch verständlich, daß der Vulkanismus einer Periode lokal noch über die hangende Diskordanz hinausgreift.

Rogers hat in Südafrika lokal das Auftreten von Laven über der Diskordanz unter dem Black Reef festgestellt, die denen der liegenden Pniel Series sehr ähnlich sind (**30**, p. 68). Er führt diese Beobachtung als Hauptgrund an, die Diskordanz für eine solche von untergeordneter Bedeutung zu halten. Auch in der südlichen Namib fanden sich Stellen, wenn auch selten, an denen Pegmatitintrusionen noch in die Namaformation hineinreichen.

Solche lokal auftretenden vulkanischen Gesteine können als das Ausklingen großer Masseneruptionen betrachtet werden, die die lange Periode vielfacher Gebirgsbildung im Liegenden des Transvaalsystems resp. der Namaformation charakterisieren.

Die mit dem Black Reef resp. den Basisschichten der Namaformation beginnende Transgression hat sich ausgedehnt vielleicht vom Kap[1], sicher aber von der Südgrenze Transvaals bis Nordrhodesien (**35**, p. 89; **34**, p. 338). Keine spätere Transgression hat die Ausdehnung dieser wieder erlangt.

Die Lehre vom Diastrophismus.

In Nordamerika ist seit über einem Jahrzehnt die Lehre vom Diastrophismus von einer Reihe bedeutender Geologen ausgearbeitet worden und gilt jetzt dort als Gemeingut. Em. Kayser charakterisiert diese Lehre folgendermaßen (**36**, III. Bd., p. 8—9):

„Die Erkenntnis von der außerordentlichen Bedeutung großer wagrechter und senkrechter Dislokationsvorgänge für die Erdgeschichte hat im letzten Jahrzehnt namentlich in Amerika immer

[1] Vorausgesetzt, daß die Malmesbury beds dem Schwarzkalk entsprechen, was in den Ovibbergen z. T. sicher der Fall ist (s. a. **26**).

mehr an Boden gewonnen und zur Überzeugung geführt, daß unsere geologischen Zeitabschnitte, die Ären, Perioden und Epochen, weit mehr, als es bisher üblich war, mit den großen, einschneidenden geologischen Veränderungen der Erdoberfläche in Verbindung gebracht werden müßten.

Es sind besonders E. O. Ulrich und Ch. Schuchert, die diesen Standpunkt wiederholt mit Nachdruck verfochten haben. Sie bezeichnen die großen oft weltumspannenden Änderungen in der Gestaltung der Erde als Erdrevolutionen (revolutions), die kleineren, bei denen namentlich Gebirgsbildung in Frage kommt, als Erdstörungen (disturbances) und nennen ihre neue Methode, die stratigraphischen Grenzen mit derartigen Störungen in Zusammenhang zu bringen, die diastrophische Methode. Diastrophische Vorgänge sollen nach ihnen die Grundlage für die geologische Chronologie abgeben, und nur diejenigen stratigraphischen Scheiden, die den Forderungen der diastrophischen Methode entsprechen, sollen als wirklich naturgemäß zu betrachten sein.

Die Erdrevolutionen stellen weitverbreitete, oft ganze Festländer in Mitleidenschaft ziehende Umgestaltungen der Erdrinde dar, die gleich der Appalachischen und Laramiden-Revolution Dana's an den entferntesten Stellen der Erde große Gebirge aufgetürmt, gewaltige Meeresverschiebungen und Landerhebungen veranlaßt und neue Denudationszyklen eingeleitet haben. Durch derartige Umwälzungen werden die Revolutionen zu ‚kritischen Zeiten der Erdgeschichte', die nicht nur das geographische Bild der Erdoberfläche beeinflussen, sondern ebenso auch die jeweilige Lebewelt, da sie alle Tier- und Pflanzengruppen, die sich den veränderten Verhältnissen nicht anzupassen vermögen, entweder zur Auswanderung zwingen oder zum Aussterben bringen, während neue, den veränderten Bedingungen besser entsprechende Formen an ihre Stelle treten. Neben großen und auffälligen Änderungen in der Gesteinsbeschaffenheit der Sedimente, Sedimentationslücken, Erosions- und Winkeldiskordanzen und Transgressionen sind es daher auch rasche oder plötzliche große Änderungen im Fossilinhalt der Schichtenfolgen, die Kennzeichen der kritischen Perioden der Erdgeschichte bilden.

Nach Schuchert waren es die Zeiten der Erdrevolutionen, in denen das Festland seine größte Ausdehnung und seine höchste Lage über dem Meere erlangte. Damit zusammenhängend waren

solche Zeiten verhältnismäßig kühl. Ja, gegen Schluß der kritischen Zeiten ist es wiederholt zu ausgedehnten Vereisungen gekommen, deren Nordamerika nach dem genannten Forscher mindestens vier von großem Umfang gesehen hat (eine zu Beginn, eine andere am Ende des Proterozoicums, eine weitere im Perm, eine letzte im Diluvium)." Und weiter:

„Ein bemerkenswertes Ergebnis der einschlägigen Arbeiten ist, daß die Erdrevolutionen und -störungen mit periodischen und rhythmischen Bewegungen der Rinde zusammenhängen."

An großen Revolutionen der Erdgeschichte kennt die Diastrophentheorie folgende:

1. Die von der Oberen Kreide bis zum Pleistocän dauernde Revolution (Barrel sagt darüber **51**, p. 889: „The Laramide revolution began in the closing epochs of the Cretaceous, but it is only a part of a greater cycle of revolution whose convulsive phases have recurred with increasing magnitude through the Cenozoic").
2. Die Appalachische Revolution (**51**, p. 889: „The Appalachian revolution began with the opening of the Pennsylvanian period and pulsed through this and the Permian").
3. Revolution vor Beginn des Cambriums (**51**, p. 888: „in the great clastic formations of the lower Cambrian, laid down chiefly in geosynclines, we see recorded the decadence of a great period of revolution which terminated the Precambrian").
4. Algomian Revolution vor Ablagerung des Huron (**37**, II. Part. p. 445).
5. Laurentian Revolution (**37**, II. Part., p. 445).

Die Zeitperiode vielfacher Gebirgsbildung vor Ablagerung der Namaformation resp. des Transvaalsystems, d. h. die Zeit der Konkipformation resp. vom Witwatersrandsystem bis Obere Koras Series, weist nach obigen Ausführungen alle Kennzeichen einer großen Erdrevolution auf. Die kritische Periode ist zu Ende mit Beginn der Ablagerung der Namaformation und des Transvaalsystems und damit beginnt eine neue Ära.

Diese Revolution aber kann nur die am Ende des Präcambriums sein. Die Gründe hierfür sind folgende:

1. Es kommen nur prädevonische Revolutionen in Betracht, da die Namaformation resp. das Transvaalsystem zu den „Pre Cape Rocks“ gehört.
2. Die Namaformation und auch die *Auberus*-Schichten umfassen meist noch nicht metamorphe Sedimente. Über der Algomian Revolution folgt das Huron; aus diesem und vielmehr noch aus liegenden Schichten sind nicht metamorphe Sedimente bisher nicht bekannt geworden. Ferner lagern Namaformation und Transvaalsystem meist fast ungestört, was über so große Gebiete hin von keiner dem Huron entsprechenden Formation bekannt ist.
3. Guerich beschreibt aus dem der Namaformation höchstwahrscheinlich entsprechenden Otavikalk des Kaokofeldes Archäocyathinen, die beweisen würden, daß cambrische Schichten vorliegen (**38**).
4. In der geologischen Geschichte Südafrikas ist die besprochene Revolution die erste große Revolution im Sinne des Diastrophismus vor dem Devon und diese ist in der Erdgeschichte die Revolution am Ende des Präcambriums.

Mit Hilfe der Diastrophentheorie können wir also die Lage des Tillits an der Basis der Namaformation folgendermaßen charakterisieren:

Der Tillit liegt über einer Diskordanz von erster Größe, die das Ende einer kritischen Periode, einer Erdrevolution bezeichnet. Er bildet die tiefste Ablagerung einer mächtigen Formation, die mit einer gewaltigen Transgression beginnt und die von Gebirgsbildungen frei war.

Diese Erdrevolution entspricht der in anderen Ländern am Ende des Präcambriums nachgewiesenen. Demnach bildet der Tillit die Basis cambrischer Schichten, die der Namaformation und dem Transvaalsystem angehören. In der Diskordanz unter der Namaformation resp. dem Transvaalsystem ist die wichtige Zeitlinie gefunden, die das Paläozoicum vom Proterozoicum scheidet.

Im folgenden Abschnitt wird untersucht werden, ob sich die beiden paläozoischen Glazialhorizonte Südafrikas im Tafelbergsandstein und den Griquatown beds in das so gewonnene Bild einfügen.

IV. Allgemeines und Schlußfolgerungen.

A. Ueber Eiszeiten.

Es hat lange Zeit gedauert, bis das Bestehen von Eiszeiten, die älter als Diluvium sind, Allgemeingut weiterer Kreise geworden ist; eine ausschlaggebende Rolle bei dem Durchsetzen dieser Anerkennung haben die vorzüglichen Aufschlüsse und Beschreibungen des südafrikanischen Dwyka gespielt. Derselben Eiszeit angehörende Glazialschichten sind jetzt in weltweiter Verbreitung nachgewiesen. Außerdem sind durch Rogers zwei weitere paläozoische Glazialhorizonte in Südafrika aufgefunden und beschrieben worden, und zwar Glazialschichten in den Table Mountain Series und den Griqua Town Beds.

Diese drei paläozoischen Glazialhorizonte und die beiden neu festgestellten an der Basis der Namaformation und der Konkipformation zeigen, daß Südafrika während des ganzen Paläozoicums und des Proterozoicums besonders empfindlich für Klimaschwankungen war.

Große Klimaschwankungen resp. Eiszeiten von weltweiter Verbreitung brachten das Ende der appalachischen Revolution im Dwyka (Südafrika, Australien, Indien, Südamerika) und das Ende der präcambrischen Revolution (Australien, China). Geringere Klimaschwankungen sind bekannt aus dem Ordovician und dem Devon. Die bekannten Tillite vom Varanger Fjord und westlich davon sind in den letzten Jahren von Holtedahl eingehend untersucht und ihr Alter als „late or middle Ordovician" festgestellt (**45**). Ebendahin gehören vielleicht die von J. W. Gregory und Garwood von Spitzbergen beschriebenen altpaläozoischen Tillite (**18**). Angaben über glaziale Anklänge im Silur des südwestlichen Schottlands habe ich nicht weiter durch neuere Literatur nachprüfen können (**53**, Bd. II, p. 107 und **52**, p. 491).

Eine zweite Klimaschwankung ist aus dem Devon bekannt geworden. Arldt schreibt darüber (**25**, p. 490): „Auch im Devon scheinen Einwirkungen (kalten Klimas) bereits vorhanden gewesen zu sein. Im Old Red Schottlands finden sich wie im Diluvium und Perm gekritzte Geschiebe, die nicht im Wasser abgelagert sein können. Wie die permischen schließt auch dieses allerdings vereinzelte Vorkommen an ein vordevonisches Hochgebirge sich an, an das kaledonische Faltensystem. Für eine kühlere Periode im

Devon spricht auch wieder dessen Fauna, die nur 67 % der silurischen und 63 % der carbonischen Gattungen ausmacht."

Aus England erwähnte Devontillite gehören dem späten Devon an (**54**, p. 582: „It is desirable ... to direkt attention to the supposed tillites mentioned by Ramsay and found in the north of England in the Upper Old Red Sandstone of late Devonic time. Geikie states that ‚this subangular conglomerate or breccia recalls some glacial deposits of modern time'.").

Die südafrikanischen Tillite der Table Mountain Series dagegen würden, wenn sie dem Devon angehören, in dessen tiefste Horizonte zu rechnen sein.

Keiner der aus Devon oder Silur von irgend einem Fundpunkt erwähnten Tillite geht über den Charakter einer Lokalvereisung hinaus; dasselbe gilt von den südafrikanischen Vorkommen im Table Mountain Series und in den Griqua Town Beds (**34**, p. 345). Allerdings haben die Glazialschichten der Griqua Town Beds für eine lokale Vereisung eine außergewöhnlich große Verbreitung. Ihre Mächtigkeit aber und auch ihre Verbreitung stehen jedoch hinter der von Ablagerungen der großen Eiszeiten am Ende von Erdrevolutionen (Pleistocän, Dwyka, Altcambrium und Huron) noch weit zurück. Als ausschlaggebend für Zuteilung der Glazialschichten der Griqua Town Beds zu einer Lokalvereisung resp. einer geringeren Klimaschwankung halte ich die Tatsache, daß im Liegenden und Hangenden von einer Erdrevolution im Sinne der Diastrophentheorie nichts zu bemerken ist. Umgekehrt legt die große Verbreitung dieser Vereisung bei einer geringen Klimaschwankung es nahe, für Südafrika eine polnahe Lage für diese Zeit ebenso wie für das gesamte Paläozoicum und Proterozoicum anzunehmen; diese letztere Annahme gewinnt für die südafrikanische Geologie eine immer festere Gestalt.

Es scheint mir durchaus die Möglichkeit zu bestehen, die beiden altpaläozoischen Glazialhorizonte Südafrikas den beiden auch sonst auf der Erde bekannt gewordenen Klimaschwankungen im Devon und Ordovician zuzuweisen. Nach der Diastrophentheorie zeigt keiner der beiden Tillite eine Lage an einem markanten Punkte des Weltgeschehens, keiner liegt am Ende einer Revolution, keiner leitet einen grundlegenden stratigraphischen Umschwung ein (wie z. B. auch Dwykatillit), „vielmehr kehren im Hangenden nach kurzer Zeit die Verhältnisse des Liegenden zurück

und die Stratigraphie geht über die glaziale Episode zur Tagesordnung über (**34**, p. 349)".

Wenn die oben gegebene Beweisführung, daß der Tillit an der Basis der Namaformation die Grenzlinie zwischen Paläozoicum und Proterozoicum bildet, gültig ist, dann würden sich die beiden Glazialhorizonte der Table Mountain Series und der Griqua Town Beds zwangsläufig ungefähr in die obenerwähnten Stufen des Ordovician resp. des Devons einfügen.

Man könnte nun noch der Ansicht sein, daß die Glazialschichten der Table Mountain Series so tief unter dem Unterdevon der Bokkeveld Series liegen, daß für sie sehr wohl die Möglichkeit bestehen könnte, daß sie dem Ordovician entsprechen. Dieser Ansicht würde ich nicht beipflichten können. Das Silur und Ordovician sind sehr langdauernde Ablagerungsperioden. Barrell schätzt auf Grund seiner Bestimmungen des Bleigehaltes verschieden alter Gesteine die Länge des Devons auf 50 Millionen Jahre, des Silurs auf 40 Millionen und des Ordovician auf 130 Millionen Jahre maximal; demgegenüber ist die Länge des gesamten Cänozoicums mit 65 und des gesamten Mesozoicums mit 180 Millionen Jahren maximal angegeben. Es ist also zwischen Ordovician und Devon einmal Spielraum genug für zwei verschiedene Klimaschwankungen gegeben — kennt man doch neben der diluvialen Eiszeit auch eine Kälteperiode zur oberen Kreidezeit und eine weitere zu Obertriassischer bis Liaszeit (**54**, p. 303; 4—6; 15—18). Andererseits gehören die Schichten der Table Mountain Series zu Sedimenten, deren Ablagerung sich verhältnismäßig rapide vollziehen kann, so daß die Zugehörigkeit dieser Schichten zum Devon oder höchstens einer dem Devon direkt anschließenden Zeit wahrscheinlich ist.

Der Tillit an der Basis der Konkipformation stellt, ebenso wie der Tillit der Government Reef Series, das Produkt einer Lokalvereisung dar. Eine solche wird aus dem späten Proterozoicum Nordamerikas gleichfalls berichtet und zwar aus dem Lower Keweenawan vom Lake Superior (**54**, p. 288); es ist sehr wohl möglich, daß beide Tillite der gleichen Klimaschwankung angehören.

Zur Orientierung gebe ich eine Aufstellung der bisher bekannt gewordenen Eiszeiten, und zwar sowohl der Eiszeiten von weltweiter Verbreitung, wie solcher, die nur zu lokalen Vereisungen geführt haben.

Große Eiszeit am Ende der Algomischen Revolution: im Unteren Huron Nordamerikas nachgewiesen in einer Verbreitung von 1000 Meilen O—W und 750 Meilen N—S (**54**, **55**); hierher gehören vielleicht auch die Glazialerscheinungen an der Basis des Torridonsandsteins (**54**, p. 286—287); ferner die von VREDENBURG erwähnten tillitähnlichen Ablagerungen der Dharwarformation Indiens (**20**).

Lokalvereisung im Proterozoicum (zweifelhaft): 1. im Lower Keweenawan: Tillite am Lake Superior (**54**, p. 288); 2. Tillit an der Basis der Konkipformation in der Namib Südwestafrikas; 3. Tillit der Government Reef Series (Witwatersrandschichten), Transvaal (**56**, **57**).

Große Eiszeit am Ende der Präcambrischen Revolution. Australien (**7**, **8**, **22**, **23**, **24**, **39**, **46**); China (**32**, **54**); Indien (Blaini Beds ? **19**, **20**, **21**); Spitzbergen (? **18**), Lenadistrikt, Nordasien (? **18**), Nordamerika (? **18**); Numeestillit des Namalandes.

Lokalvereisung im Mittel- oder Ober-Ordovician (erwiesen): Varanger Fjord (**1**, **2**, **45**), Griqua Town Beds, Südafrika (? **30**, **34**, **41**, **50**, **49**), Schottland (? **52**, **53**), Spitzbergen (? **18**).

Lokalvereisung Devon (genauer Horizont noch nicht bekannt): Table Mountain Series, Südafrika (**30**, **34**, **42**, **43**, **44**, **49**), Upper Old Red Nordenglands (? **52**, **53**, **54**).

Große Eiszeit am Ende der appalachischen Revolution: Dwyka Südafrikas, Talchir Indiens, Australien, Südamerika, Nordamerika (**54**).

Lokalvereisungen zur Obertrias- bis Liaszeit: In der Landschaft Maniema (westlich Tanganika-Kivu-Seen) des Kongogebietes an der Basis der Luabala-Lubilash-Schichten bis nach Katanga und Angola verfolgt (**54**, **58—65**).

Lokalvereisungen am Ende der Laramide-Revolution: Spitzbergen (**18**), Nordamerika (**54**), Australien (? **12**, **13**, **14**, **39**).

Große Eiszeit des Pleistocän.

B. Altcambrische Glazialschichten verschiedener Länder.

Die Erkenntnis, daß eine altcambrische Eiszeit existiert, stammt aus Australien. Der Beweis, daß dortige — schon vorher bekannte Schichten unter dem Cambrium — glazialen Ursprung haben, wurde von Howchin um die Jahrhundertwende geführt. Seitdem sind Glazialschichten in einer Ausdehnung von 460 Meilen N—S und von 250 Meilen O—W und bis 500 m mächtig nachgewiesen. Unteres Cambrium mit Archäocyathinen und dem *Olenellus* sehr nahe stehenden Trilobiten wurden über dem Glazialhorizont gefunden, getrennt von ihm noch durch Schiefer (Tapley Hill shales), in denen neuerdings auch Archäocyathinen nachgewiesen sind.

Die Glazialschichten sind von der großen Diskordanz, die Cambrium vom Grundgebirge trennt, durch eine Gesteinsfolge geschieden, die von Phylliten über Arkosen zu einem Basiskonglomerat übergehen und wechselnde Mächtigkeit hat (Mitcham, Glen Osmond und Mount Lofty Series); diese Schichten werden bis 750 m mächtig und sind auf dem Land (**39**) oder in der Flachsee abgelagert. Diese Schichten enthalten keine Fossilien und werden zum Unter-Cambrium gerechnet: sie spielen in bezug auf die große Diskordanz im Liegenden des Tillits etwa die Rolle, wie die Schiefer im Liegenden des Dwyka-Tillits.

Unter dem australischen Cambrium liegt eine Diskordanz erster Größe. Das Cambrium selbst entspricht einer Transgression, die nach oben immer weitere Landstrecken überflutet.

Die Glazialschichten enthalten Kalkbänke, während im Hangenden zunächst erst wieder Schiefer und erst später Kalkbänke auftreten. Deshalb hat die Zeit des Tillites eine tiefere Oszillation der See gebracht, eine tiefere Überflutung, wie sie die überliegenden Schiefer repräsentieren.

Eine polierte und geschrammte Oberfläche wurde nicht gefunden, doch erwiesen Tausende von glazial gekritzten Geschieben die Glazialnatur der Ablagerung zur Genüge. Die gewaltige Ausdehnung und Mächtigkeit der australischen Tillite bezeugt das Vorhandensein einer Großen Eiszeit an der Basis des Cambriums.

In China wurde durch eine Expedition, die vom Carnegie-Institut ausgerüstet war und von Willis und Blackwelder ausgeführt wurde, ein Tillit in den unteren Canyons des Yangtze-

kiang gefunden unter 111° östlicher Länge und 31° nördlicher Breite. Er liegt nur durch etwa 45 m Sandstein und Konglomerat getrennt über einer Diskordanz erster Größe, in deren Liegendem das Grundgebirge auftritt. Die Diskordanz wird die Pre-Sinian unconformity genannt.

Über dem Glazialhorizont folgt eine gewaltige Kalkformation, die cambro-ordovizisches Alter hat und mit dem untersten Cambrium beginnt. Der Tillit wurde nur in einem Aufschluß bei Nan-t'ou gefunden und studiert; seine Mächtigkeit beträgt 35—65 m; er enthält wundervoll gekritzte Geschiebe (**32**). Über die weitere Verbreitung ist nichts bekannt, die Expedition war zu sehr in der Zeit beschränkt, um weitere Nachforschungen anstellen zu können.

Schuchert (**54**, p. 9) nimmt an, daß das Alter dieses Tillites durch die Untersuchung nicht hinreichend bestimmt sei, da am Fundpunkt selbst keine Fossilien aus der überliegenden Kalkformation gesammelt werden konnten. Wer die Untersuchungen von Willis und Blackwelder durch ganz China eingehend verfolgt, für den wird kein Zweifel bestehen können, daß der betreffende Tillit an der Basis des Cambriums liegt über der Pre-Sinian unconformity. Die überlagernde cambro-ordovizische Kalkmasse ist gar nicht zu verkennen. Das Gebirge, in dem der Tillit auftritt, ist nur leicht gefaltet.

Willis schreibt darüber (**32**, Bd. II, p. 31): „The unconformity at the base of the Sinian system divides the Paleozoic from the Pre-Cambrian. It is a break of the first magnitude", und ferner (p. 33): „The preceding statements apply to the unconformity at the base of the Sinian, wherever we saw it: in Shan-tung. Liautung, Shansi, and Hupei. Its character as a plane is uniform over a stretch of a thousand miles, representing several hundred thousands square miles of contact. It is a feature of south eastern Asia, from latitude 30° to 42° north and longitude 108° to 124° east."

Versteinerungen des Unteren Cambriums wurden zwar erst in einer Entfernung von 100 Meilen vom Tillitaufschluß in tieferen Horizonten des Sinian gefunden, doch ist in dem leicht gefalteten Gebirge der gewaltige Kalkhorizont mit größter Sicherheit zu verfolgen (s. a. **32**, Bd. I, p. 267: „The most prominent features of the Paleozoic are two thick formations of massive limestone, one of them belonging to the Cambro-Ordovician (1200 m) and the ot er to the upper Carboniferous (900 m) period" und ferner p. 286:

„The structure of the Paleozoics from Nan-t'ou to I-chang is thus recognized as a simple gentle monocline" und a. a. O).

Der Tillit von Nan-t'ou trägt den Charakter einer lokalen Vereisung. Seine Bedeutung für unsere Betrachtung liegt darin, daß an einer zweiten Stelle auf der Erde an der Basis des Cambriums eine Kälteperiode nachgewiesen ist, die zur Vereisung führte. Der Tillit liegt außerdem am Beginn der großen cambrischen Transgression, die fast das ganze östliche Asien betroffen hat.

Im Liegenden der Pre-Sinian unconformity sind auch verschiedene Sedimentformationen in China nachgewiesen (**32**), doch ist der Zeitintervall auch zwischen den jüngsten gefundenen Pre-Sinian-Formationen und dem Unter-Cambrium sehr groß und war hinreichend, um Gebirge völlig abzutragen (**32**, Bd. II, p. 31: „It is a break of first magnitude (Pre-Sinian unconformity), corresponding to a period of deformation and erosion, even where the underlying strata are the Tayank (Huto) limestone of the late Proterozoic."). Höchstwahrscheinlich sind deshalb die jüngsten proterozoischen Schichten, die ja auch in anderen Ländern nur lokal auftreten, noch nicht gefunden; da mit dem Sinian eine Transgression einsetzt, muß vorher ein Kontinent bestanden haben und es ist möglich, daß auf diesem Kontinent der Yung-ning-Sandstein von Liau-Tung (**32**, Bd. II, p. 87) abgelagert ist, der bisher — ohne Fossilnachweis — zum Unter-Cambrium gestellt wurde.

Indien. In den südlichen Bergketten des Himalaya bei Simla in Indien ist in den sogenannten Blaini Series ein Tillit nachgewiesen, der auch glazial geschrammte Geschiebe enthält (**21**, p. 84, Blaini Series „contains along with the other components a boulder bed in which rounded and angular boulders, some of them facetted and striated by ice-erosion, are embedded in a matrix of fine slate").

Die ganze Formation, der die Blaini Series angehören, ist fossilleer. Es kann nur gesagt werden, daß sie älter ist als die Talchir (Permo-Carboniferous) Series (**39**, p. 448).

Als die Tillite an der Basis des Cambriums in Australien und China gefunden waren, hat man versucht, die indischen Tillite ebenfalls in das Untere Cambrium zu stellen (Oldham sagt darüber 1907, **22**, p. 262: „more recently their assumed glacial origin had been used to correlate them with the glacial beds of Cambrian age in Australia and China, and elsewhere. As no fossils had been found, there was little to choose between these two guesses").

Da die Möglichkeit besteht, daß auch in Indien der altcambrische Tillit in den Blaini Series vorliegt, soll untersucht werden, ob sich in seiner stratigraphischen Lage Anklänge an andere Vorkommnisse finden.

Im Liegenden der Blaini beds treten die sog. Simla slates auf, Schiefer und Quarzite, die höher metamorph sind als die Blaini Series. Wenn auch in dem stark gefalteten Gebirge eine Diskordanz zwischen beiden Schichten nicht hat gefunden werden können, so werden doch die Simla slates zu einer viel älteren Formation gerechnet; die tiefsten Horizonte der Simla slates sollen den Jaunsar Series entsprechen, die an anderen Stellen bedeutende Eruptivmassen führen. Dies ist von Bedeutung, da in dem Tillit der Blaini Series zahlreiche Einschlüsse der vulkanischen Jaunsar Series vorkommen (**19**, p. 132). Die Jaunsar Series haben noch das weitere Interesse, daß in ihnen ebenfalls tillitähnliche Schichten gefunden werden. (**19**, p. 117: southeast of Kashmir „a system of strata has been distinguished under the name of Jaunsar" etc. „The lowest beds, known to belong to this system, are characterized by the prevalence of purple quartzites with intercalated slaty beds and, low down in them, a boulder bed, composed of large fragments of quartzit, dispersed through a fine grained matrix"). Es könnte sich allerdings auch um eine einfache Breccie handeln.

Der Tillit der Blaini beds wird von Schichten überlagert, die einer Transgression entsprechen, und zwar folgen zuerst kalkhaltige Schiefer (Infra-Krol Series) und dann blaugraue Kalke (Krol Series).

Der Tillit selbst ist bisher über eine Entfernung von 70 Meilen (112 km) von östlich Mussooree bis jenseits Simla verfolgt (**19**, p. 132). Angaben über seine Mächtigkeit fehlen in der mir zugänglichen Literatur. Fast überall liegt über der Tillitzone 20—30 Fuß mächtiger „thin bedded, usually pink, dolomitic limestone" (**19**, p. 132).

Das viele tausend Fuß mächtige, fossilleere Schichtenpaket über dem Tillit hat die Veranlassung dazu gegeben, alle diese Schichten dem Präcambrium zuzuweisen. Daß dies nicht nötig ist, sehen wir z. B. daraus, daß in Südafrika erst im Devon Fossilien auftauchen. Auch in Südafrika ruht die sehr mächtige Schichtenfolge des Transvaalsystems und der Namaformation über dem Numees-Tillit. In bezug auf die Dolomitbank im Hangenden des

Tillits der Blaini beds habe ich bereits oben darauf hingewiesen, daß eine oszillatorische Senkung des Landes möglicherweise eine Folge der Bedeckung mit Eis war.

Es zeigen sich also auch im indischen Tillit der Blaini Series allerlei Anklänge an die altcambrischen Tillite von China, Australien, und SW-Afrika. Insgesamt erscheinen jedoch die zur Verfügung stehenden Angaben nicht ausreichend, um ein altcambrisches Alter der Tillite befürworten zu können und der Haupteinwand dagegen würde der sein, daß eine ausgeprägte Diskordanz erster Größe unter den Blaini beds fehlt. In den von Vredenburg und Wadia gegebenen Profiltafeln freilich sind die Simla slates in viel ältere Formationen verwiesen (von Vredenburg und Wadia ins Huron, **20**, **21**) und beide lassen sie von den Blaini beds durch Diskordanzen erster Größe getrennt sein; Vredenburg setzt die Blaini beds in das Cambrium und Wadia in das Algonkium (jüngstes Proterozoicum). Vorausgesetzt, daß dies Beobachtungen entspricht, deren Resultate mir unbekannt geblieben sind, so würde ich nicht anstehen, auch die Blaini Series mit ihrem Tillit an die Basis des Cambriums zu setzen, wie es ja Vredenburg auch getan hat (**20**).

Es liegen mir nun noch eine Anzahl weiterer Angaben über angeblich altcambrischen aber jungproterozoischen Tillit vor.

Die frühere Annahme, daß der Tillit des Varanger Fjords an der Basis des Cambriums liege (**54**, **1**, **2** u. a.), ist durch die neueren Untersuchungen Holtedahl's (**45**) widerlegt; er gehört dem mittleren oder oberen Ordovician an.

Weitere Angaben entnehme ich Arbeiten von J. W. Gregory (**16**, **18**). Danach kämen derartige jungalgonkische resp. altcambrische Tillite noch vor: in Spitzbergen, in Nordamerika an zwei Stellen und am Unterlauf der Lena an den nördlichen Küsten Sibiriens. Er schreibt darüber (**16**, p. 409): „remnants of a series of glacial deposits, which are probably Pre-Cambrian, occur in a series of localities around the Arctic Zone; fragments of this early, circum-Arctic glacial chain occur in the North of Norway, as described by Reusch and Strahan; in Spitzbergen [1]; as some boulder beds, the description of which are suggestive of glacial formation, on the Coppermine River, and in Labrador; where however accor-

[1] „The precambrian glacial bed in Spitzbergen was referred to by Nordenskjöeld. J accidentaly rediscovered it at Fox Point on Bell Sound in 1896 and sketched the best exposed section". S. a. **18**.

ding to A. P. Low, they may be Cambrian; and finally on the northern coasts of Siberia, near the estuary of the Lena".

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich, daß vielerlei auf eine weltweite Verbreitung einer Eiszeit in altcambrischer Zeit deutet. Ferner aber ergibt sich eine interessante und wichtige Perspektive für Südafrika daraus, daß die altcambrischen Tillite eine ähnliche Verbreitung auf der Südhalbkugel gehabt zu haben scheinen wie der Dwyka-Tillit, und zwar in Australien, Indien und Südafrika. Es liegt also die Wahrscheinlichkeit vor, daß auch zu Beginn des Paläozoicums bereits enge Beziehungen zwischen diesen Ländern bestanden haben.

C. Vergleich südafrikanischer, proterozoischer Pränama-formationen mit proterozoischen Ablagerungen anderer Länder.

Es ist noch nicht an der Zeit, die ganze Folge großer geologischer Ereignisse in präcambrischer Zeit vom Urgneis bis zum Proterozoicum in den Kreis vergleichender Betrachtungen zu ziehen; dazu fehlen in Südwestafrika noch zu viele Daten aus dieser Urzeit der Erdgeschichte. Dagegen scheint ein Vergleich der näher studierten Formationen vom Witwatersrandsystem bis zum Transvalsystem und der Konkipformation mit proterozoischen Ablagerungen anderer Länder angängig.

Diese jüngste Zeit des Proterozoicums ist die Zeit einer Erdrevolution; immer größer wurde infolge erneuter Gebirgsbildungen die Fläche der über den Meeresspiegel gehobenen Kontinente, immer größer damit die Flächen, auf denen Abtragung vorherrschte, und immer kleiner die Flächen, auf denen sich Schichten ablagerten. Deshalb ist das Bild der jüngsten proterozoischen Ablagerungen meist ein sehr lückenhaftes und diese sind oft auf mehr oder weniger lokale Vorkommen beschränkt. Es ist sehr leicht möglich, daß in weniger untersuchten Ländern die jüngsten Schichten bisher nicht beobachtet sind. Deshalb erscheint es mir zweckmäßig, mich beim Vergleich auf die Länder zu beschränken, in denen diese proterozoischen Ablagerungen am genauesten erforscht sind, und zwar Fennoskandina und Nordamerika.

Die Haupttatsachen der proterozoischen Ablagerungen in Südafrika sind folgende:

1. Masseneruptionen im Ventersdorp - System (Sinclair-Schichten);
2. vielfache Gebirgsbildungen (Diskordanzen: 5—6 vom Witwatersrandsystem bis Transvaalsystem und 4 vom Liegenden der Konkipformation bis zur Namaformation);
3. Verbreitung von Land am Ende der Erdrevolution vor Beginn der Namaformation (Auborus Series, Obere Koras Series); deshalb nur lokale Entwicklung der jüngsten Prä-namaformation.

Es ist schon mehrfach auf die große Ähnlichkeit in der Folge großer geologischer Ereignisse in Fennoskandina und Nordamerika hingewiesen (**3**, p. 79; **51**, p. 849). Auf dem kanadischen Schild tritt Gebirgsbildung im Proterozoicum zurück; die Gegend des Lake superior bildete während des größten Teiles dieser Zeit eine Geosynklinale, in der sich Tausende von Metern Schichten ansammelten. Barrell zieht jedoch aus der Tatsache, daß sich gewaltige grobklastische Ablagerungen in Geosynklinalen im Untercambrium gebildet haben, den Schluß, daß eine große Erdrevolution am Ende des Proterozoicums im Gange war (**51**, p. 888: „in the great clastic formations of the lower Cambrian, laid down chiefly in geosynclines, we see recorded the decadence of a great period of revolution which terminated the Precambrian"). Ähnlich sind die Verhältnisse in Fennoskandien.

In Nordamerika ist ein Hauptcharakteristikum der obersten Ablagerungen, des Keweenawan, seine Masseneruptionen, die im nördlichen Wisconsin und Michigan (**37**, p. 566) bis 10 000 m Mächtigkeit erreichen. Über diesem mittleren Keweenawan von Michigan und Wisconsin (**37**, p. 566): „lies the local Upper Keweenawan, made up of conglomerates (800 to 4000 feet), sandstones (15 000 feet), and shales (100 to 400 feet) attaining a total thickness of about 20 000 feet. All of this material is however, detritus from the igneous Keweenawan" etc. Dieses Upper Keweenawan erinnert in seinem lokalen Auftreten, seiner terrestrischen Entstehung, seinen gewaltigen Konglomeratmassen und Sandsteinen außerordentlich an die Auborus Series (Obere Koras Series). Die Eruptiva des Keweenawan würden den Masseneruptionen des Ventersdorpsystems (Sinclair Series) entsprechen.

In noch tieferen Schichten wird der Zusammenhang des geologischen Geschehens unklarer Es erscheint zweifelhaft, ob man

die Kunjas Series und das Witwatersrandsystem dem Unteren Keweenawan gleichstellen soll oder dem Animikie oder beiden zusammen; die Flachseeablagerungen der Kunjas Series würden mehr den Flachseeablagerungen des Animikie entsprechen. Es würde dies auch besser passen, da dem Animikie eine große Diskordanz und ein Intervall vorausgehen, dem die post Huronian granites angehören; diese werden übrigens mit den „Ser-archean und post-Kalevian granites" Fennoskandiens korreliert. Auch der Zeit der Kunjas Series und des Witwatersrandsystems geht eine Zeit großer Granitintrusionen und eine große Diskordanz voraus.

Der lokalen Verbreitung der terrestren Ablagerungen der obenerwähnten Ober-Keweenawan-Formation entspricht die lokale Verbreitung terrester Quarzite, Sandsteine, Konglomerate und Schiefer des Jotnian Finnlands, dem der Dalasandstein Schwedens und Norwegens korreliert wird. In Finnland reicht Eruptivtätigkeit bis in das Jotnian hinein (Rapakiwi-Granit und intrusive Diabase), jedoch findet die Eruptivtätigkeit ihren Höhepunkt in dem durch eine große Diskordanz vom Jotnian getrennten Jatulian, das z. T. terrestre, z. T. marine Ablagerungen umfaßt und große Mengen intrusiver und effusiver Diabase und Gabbros umschließt; sie soll der Dalaformation Schwedens und Norwegens ähnlich sein.

Unter dem Jatulian folgt eine große Diskordanz mit Massengranitintrusionen der Ser-archean- und post-Kalevian-Granite.

Auf Grund dieser stratigraphischen Betrachtungen ließen sich folgende gleiche Züge im geologischen Weltgeschehen Nordamerikas, Fennoskandiens und Südafrikas feststellen (s. p. 477).

Aus dieser Zusammenstellung geht eine überraschende Übereinstimmung der Grundzüge großen geologischen Geschehens Südafrikas und der so weit entfernten Länder Nordamerika und Fennoskandien hervor, eine Übereinstimmung, wie man sie in späteren Formationen vergeblich suchen wird. Es scheint mir der Schluß nicht unberechtigt, daß in dieser Zeit Südafrika noch nicht als das starre Hochland späterer Zeiten zu gelten hat, sondern daß sein geologisches Geschehen, seine Gebirgsbildungen und Transgressionen noch mit den Weltrevolutionen und Ruhezeiten resp. Transgressionen der übrigen Erde eng verknüpft waren.

	Südafrika	Fennoskandien	Nordamerika
Cambrische Transgression	vorhanden	vorhanden	vorhanden
Epiproterozoic Interval (große Diskordanz im Liegenden des Cambriums)	vorhanden	vorhanden	vorhanden
Jüngste proterozoische Ablagerungen sind terrestrisch und treten lokal auf	Auborus Series Upper Koras Series	Jotnian Dalasandstein	Upper Keweenawan von Wisconsin und Michigan
Masseneruptionen im oberen Proterozoicum	Ventersdorpsystem Sinclair-Schichten	Jatulian und Dalasformation (reichen bis ins Jotnian und Dalasandstein)	Middle Keweenawan von Wisconsin und Michigan; Ober-Keweenawan vom Lake Superior
Langdauernde Revolution im Proterozoicum	5—6 Diskordanzen in Südafrika; 4 Diskordanzen in Südwestafrika	Diskordanzen unter Cambrium, Jotnian und Jatulian	Diskordanzen unter Cambrium, Keweenawan und Animikie
Ep-Archean Interval mit zahlreichen Granitintrusionen	vorhanden große Granitintrusionen im Liegenden der Witwatersrandschichten u. der Konkipformation	vorhanden Ser-archean- und post-Kalevian-Granite	vorhanden post Huronian-Granite

Literaturverzeichnis.

Benutzte Literatur und Literatur über wenig bekannte Eiszeiten.

1. H. Reusch: Det Nordlige Norges Geologi, Norges Geologiske Undersogelse; 1891. p. 26—34.
2. Strahan, Aubrey: On Glacial Phenomena of Paleozoic Age in the Varanger Fjord. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. LIII. No. 210. 1897. p. 137—156.
3. Rüdemann, Rudolf: The existence and configuration of Precambrian Continents. New York State Museum Bulletins. 239. 240. 17. Report of the Director 1920—21. Albany, The University of the State New York. 1922. p. 65—152.
4. Brown, H. Y. L.: Ann. Report of Govt. Geologist, South Australia. 1894. p. 10.
5. — Record of the Mines of South Australia. Tarcoon and Northwest District. 1902. p. 11.
6. — Report on Geological Exploration in West and Northwest of South Australia. 1905. p. 6.
7. Howchin, Walter: Trans. and Proc. Roy. Soc. South Australia. Vol. XXV. 1901. p. 10 (Preliminary Note).
8. — Austr. Assoc. Adv. of Science. Hobart 1902. p. 195—200.
9. Chamberlin and Salisbury: Geology. Vol. II. p. 273.
10. White, C.: Science. Vol. XXIV (New Series). No. 612. Sept. 21. 1906. p. 377—379 (Dwyka in Süd-Brasilien).
11. Howchin, Walter: The geology of South Australia.
12. Holtedahl, Olaf: Bidrag til Finmarkens geologi. Norges Geologiske Undersökelse. No. 84.
13. Huntington, F. and Visher, S. S.: Climatic Changes, their nature and causes. 1922.
14. Ramsay, Sir Andrew: On the Occurrence of Angular, Sub-Angular, Polished and Striated Fragments and Boulders in the Permian Breccia of Shropshire, Worcestershire etc. and on the Probable Existence of Glaciers and Icebergs in the Permian Epoch. Quart. Journ. Geol. Soc. 1885. p. 185—202. ibidem 1894. p. 463.
15. Spencer, Prof. Baldwin: Report Austr. Assoc. Adv. of Science, Sidney 1898. Vol. VII. p. 109—113 (Kreide Australiens).
16. Garwood, E. J. and Gregory, J. W.: Climatic Variations, their Extent and Causes. Congrès Géologique Internationale. Xième Session, Mexico 1906. p. 407—426.
17. Ekholm, Dr. Nils: On the Variations of the Climate of the Geological and Historical Past and their Causes. Q. J. R. Met. Soc. XXVII. 1901. p. 3.
18. Gregory, J. W.: Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. LIV. 1898. p. 216. (Precambrian and cretaceous glaciation of Spitsbergen).

19. Medlicott, H. B. and Blanford, W. T.: A Manual of the Geology of India. Second Edition by R. D. Oldham, Calcutta 1893.
20. Vredenburg, Ernest, W.: A Summary of the Geology of India. Second Edition 1910.
21. Wadia, D. N.: Geology of India 1919.
22. Howchin, Rev. Walter: Glacial Beds of Cambrian Age in South Australia. Quart. Journ. Geol. Soc. London. **64**. 1908. No. 254. p. 234—259.
23. David, Dr. J. W. Edgeworth: Glaciation in Lower Cambrian, possibly in Pre-Cambrian time. Congrès Géologique Internationale. Compte Rendu de la Xième Session, Mexico 1906. p. 271.
24. — Australasie. Les conditions du climat aux époques geologiques. Ebenda p. 275—298.
25. Frech, Fritz: Über Klimaänderungen der geologischen Vergangenheit. Ebenda p. 299—325.
26. Rogers, A. W.: The Geology of Part of Namaqualand. Trans. of the Geol. Soc. of S.A. **18**. 1916. p. 72—101.
27. Beetz, W.: The Konkipformation on the Borders of the Namib Desert North of Aus. Ebenda. **25**. 1922. p. 23—40. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. L. p. 414—447.
28. Hatch, Dr. F. H.: Anniversary Address by the President. Ebenda. **9**. 1907.
29. Kaiser, Erich: Die Diamantenwüste Südwestafrikas. Zugleich Erläuterung zu einer geol. Spezialkarte d. südl. Diamantgebietes in 1 : 25 000, aufgenommen von W. Beetz und E. Kaiser. Mit Beiträgen von W. Beetz, J. Böhm, R. Martin, H. Rauff, M. Storz, E. Stromer, W. Weissermel, W. Wenz, K. Willmann. Berlin, Dietrich Reimer, 1926. 2 Bde.
30. Rogers, A. W. and du Troit, A. L.: The Geology of Cape Colony. 2. Ed.1909.
31. Beetz, W.: On a Great Trough-Valley in the Namib. Trans. Geol. Soc. of S.A. **27**. 1924. p. 1—38.
32. Willis, Bailey, Eliott Blackwelder and R. H. Sargent: Research in China. 3 Vol. and Atlas. Washington, D. C., published by the Carnegie Institution of Washington. 1907. Publ. 54.
33. Daly, Reginald A.: A Geological Reconnaissance between Golden and Kamloops. Geol. Survey of Canada. Memoir 68, 1915.
34. Cloos, Hans: Geol. Beobachtungen in Südafrika. III. Die vorcarbonischen Glazialbildungen des Kaplandes. 1916. Geol. Rundschau. **6**. H. 7/8. p. 337—350.
35. Studt: Trans. Geol. Soc. S.A. **16**.
36. Kayser, Emmanuel: Lehrbuch der Geologie. 6. und 7. Auflage 1923.
37. Pirsson and Schuchert: Textbook of geology. Second Edition 1920.
38. Guerich, G.: Cambrium in Deutsch-Südwestafrika. Centralbl. f. Min. 1902. p. 65—69.
39. David, T. W. Edgeworth: Conditions of Climate at different geological Epochs, with special reference to glacial epochs. Congrès Géologique Internationale. Compte Rendue de la Xième Session. Mexico 1906. p. 437—482.

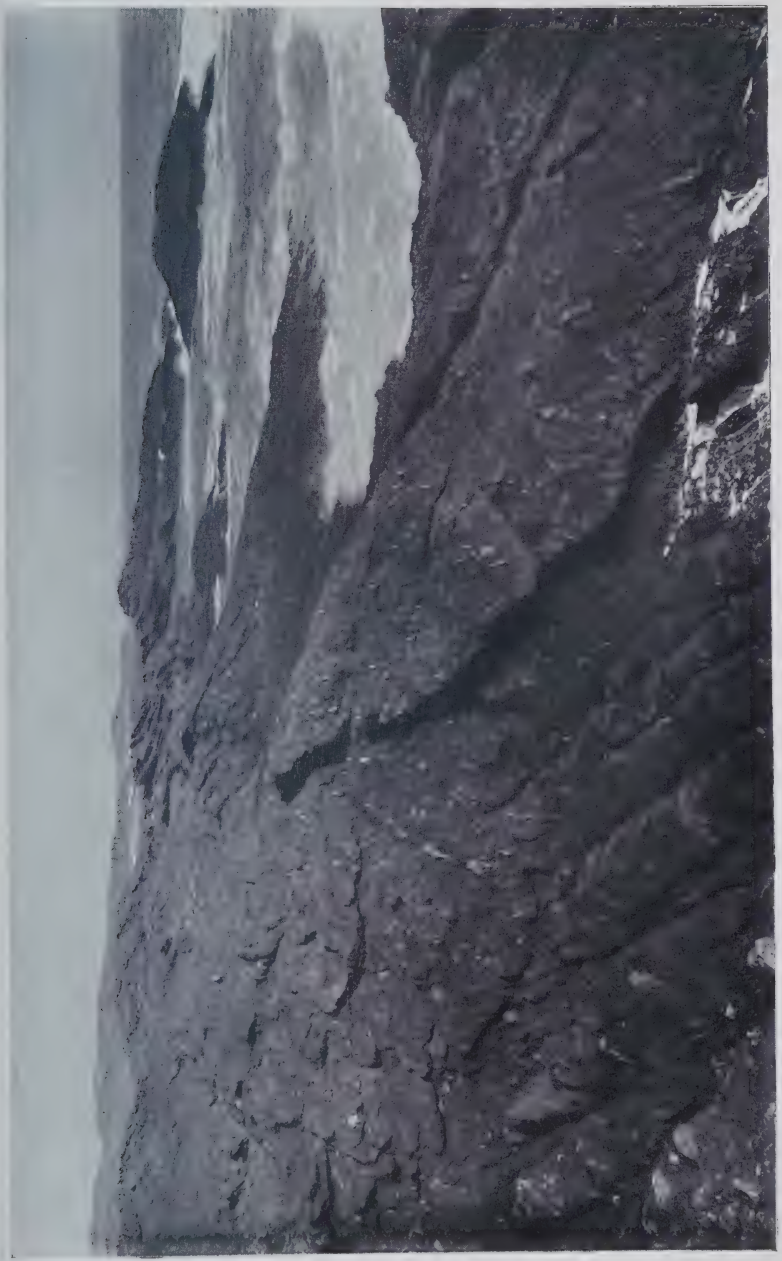
40. Kemp, J. F.: Comparative Sketch of the Precambric Geology of Sweden and New York. New York State Museum Building 149. 1911.
41. Rogers A. W.: The Glacial Beds in the Griquatown Series. Report of the S.A. Association for the Advancement of Science. 1906. Cape Town 1907.
42. — On a glacial conglomerate in the Table Mountain Sandstone. Trans. of the S.A. Philosophical Soc. **11**. Part. 4. June 1902.
43. — The Glacial Conglomerate in the Table Mountain Series near Clanwilliam. Ebenda. **16**. Sept. 28. 1904.
44. — and Schwarz, E. H. L.: Report on the Geology of the Cedarbergen and adjoining country. 1900. Ann. Rep. of the Geol. Commission, Cape of Good Hope. 1900, Cape Town 1901.
45. Holtedahl, Olaf: On the Paleozoic Formations of Finmarken in Northern Norway. Amer. Journ. of Science, fourth Series. **47**. No. 278. February 1919. p. 85—107.
46. David, T. W. Edgeworth: The „Varve Shales" of Australia. Ebenda, fifth Series. **3**. No. 14. February 1922.
47. Dunn, E. J.: Glaciation in South Africa, Australia and Tasmania. Geolog. Magazin. **40**. No. 703. London Januar 1923.
48. Ramsay, Wilhelm: Über die präcambrischen Systeme im östlichen Teile von Fennoskandia. Centralbl. f. Min. 1907. p. 33.
49. Schwarz, E. H. L.: The three Paleozoic Ice-Ages of South-Africa. p. 683 bis 691; Journ. of Geol. **14**. Chicago 1906.
50. Rogers, A. W.: The Campbell Rand and Griquatown Series in Hay. Trans. Geol. Soc. S.A. 1906. **9**. p. 1—9.
51. Barrell, Joseph: Rhytms and the measurements of geologic time. Bull. of the Geol. Society of North America; December 4. 1917. **28**. p. 745 bis 900.
52. Arldt, Theodor: Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. 1907.
53. Neumayr: Erdgeschichte.
54. Schuchert, Charles: Climates of geologic time. From the Smithsonian Report for 1914. p. 277—311. 1915.
55. Colemann, A. P.: The Lower Huronian Ice-Age. Amer. Journ. of Science. **23**. 1907. p. 187—192.
56. Rogers, A. W.: The Geology of the Country Around Heidelberg. An Explanation of the Geological Map. 1922.
57. Du Toit, A. L.: The Contribution of South Africa to the principles of Geology. S. A. J. of Science. **21**. p. 52—78. November 1924.
58. Sluys, Maurice: Les périodes glaciaires dans le Bassin Congolais. Compte Rendu du Congrès de Bordeaux 1923 de l'Assoc. Franç. pour l'Avancement des Sciences. Paris 1923.
59. Ball, S. H. and Shaler, M. K.: A Central African Glacier of triasic age. Journ. of Geol. V. **18**. No. 8. 1910.
60. Passau, G.: Note sur les dépôts triasiques d'origine glaciaire dans la Province Orientale (Congo Belge). Annales Soc. Geol. Belg. (Publ. relat. au Congo). Annexe. **40**. 1912—13.

1.

2.

3.

W. Beetz: Glazialschichten in der Namib SW-Afrikas.



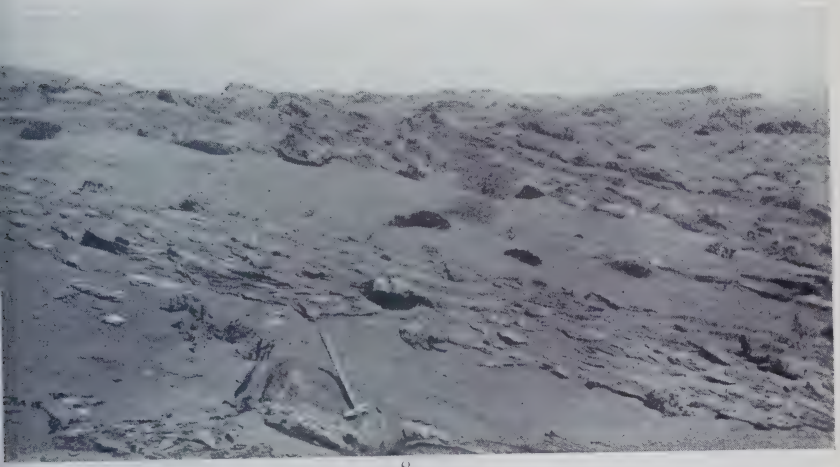
4. Vergneister Tillit, große Bucht, südw. von Lüderitzbucht.

5.

6.

W. Beetz: Glazialschichten in der Namib SW-Afrikas.

7.



8.

9.

W. Beetz: Glazialschichten in der Namib SW-Afrikas.

61. Cornet, J.: Ann. Géol. Belg. **38**. 1911.
62. Mathieu, F. F.: Esquisse géologique du bassin de la Lovoi (Bas-Katanga). Ann. Soc. Geol. Belg. (Publ. relat. au Congo). Annexe. **39**. 1911—12.
63. Raffo, D.: La vallée de Lualaba, depuis de 10° parallèle Sud, jusqu'au lac Kisale, etc. Ann. Soc. Geol. Belg. (Publ. relat. au Congo). 1912—13.
64. Robert, M.: Une période glaciaire post-permienne dans l'Angola. Ann. Soc. Geol. Belg. (Publ. relat. au Congo). Annexe. **42**. 1918—19.
65. Fourmarier, P.: Etude comparative des formations post-primaires de la Malagarasi, de la Lulenga et des autres régions du Katanga. Ann. Soc. Geol. Belg. (Publ. relative au Congo). Annexe. **42**, 1918—19.

Erläuterung zu den Tafeln XIX—XXII.

Tafel XIX.

Fig. 1. Tillit bei Wittpütz; wenig metamorph, viele Einschlüsse.
„ 2. Tillit bei Daberas am Oranje; stark metamorph, Einschlüsse ausgequetscht.
„ 3. Tillit, 20 km nördlich von Sendlingsdrift (Oranje); Druckschieferung und Querklüfte, die sich beide auch an dem großen Einschluß erkennen lassen.

Tafel XX.

Fig. 4. Vergneister Tillit. Große Bucht, südw. von Lüderitzbucht.

Tafel XXI.

Fig. 5 und 6. Geschrammte Oberfläche an der Basis eines Tillitlagers an der Basis der Namaformation bei Wittpütz.

Tafel XXII.

Fig. 7. Tillit bei Kandiespforte, wenig metamorph, dichte dunkle Grundmasse, arm an Einschlüssen.
„ 8 und 9. Tillit an der Basis der Konkipformation. Stern'sche Felder, südöstlich von Bogenfels.

Die Lage der Örtlichkeiten dieser Tafelerklärung ergibt sich aus Abb. 1 auf p. 443 des Textes.

Sämtliche Bilder nach Aufnahmen des Verfassers.

Der Lomnitzkamm im Habelschwerdter Gebirge.

Bau und Oberflächengestalt.

Von

Karl Rode, Breslau.

Mit Taf. XXIII—XXVII und 7 Textfiguren.

Vorwort.

Die vorliegende Untersuchung wurde im Februar 1925 an der Universität Breslau als Dissertation eingereicht. Sie verdankt ihr Entstehen der Anregung meines verehrten Lehrers, Professor Hans Cloos. Ihm sei auch an dieser Stelle für Beratung und Förderung bei den Arbeiten im Gelände und Institut gedankt.

Inhalt.

Seite

Einleitung. Lage und Grenzen des Gebietes 483
Geologische Kenntnis. Arbeitsgang dieser Untersuchung . . 484
Beschreibender Teil.
I. Der kristalline Kern . . . . . 485 ff.
Gefüge und Bau 485
II. Die Kreidedecke . . . . . 489 ff.
a) Der Stoff. 489
1. Einzelbeschreibung der Schichtenfolge. 490
Die glaukonitischen Schichten 490
Die unteren kalkigen Schichten 493
Sandstein 494
Die oberen kalkigen Schichten 495
Die Tone 496
2. Altersbestimmung 496
b) Lagerung und Klüftung 498
III. Der Bau . . . . . 500 ff.
a) Die Randstörung des Lomnitzkammes. 500
1. Die Einzelprofile 500
Krähenberg 500
Höllental 501
Wustung 502

Seite
Dohlenberg 503
Alt-Weistritz 503
Weiter Grund 505
(Anhang: Urnitzmühle bei Wölfelsdorf) 507
2. Das Gesamtbild 508
Die Flexur der Kreide 508
Die Schleppung im Kristallin 509
Querstörungen 510
b) Der Lomnitzkamm als tektonische Einheit 510
c) Der Lomnitzkamm in seiner tektonischen Umgebung 512
IV. Die Oberflächengestalt 513
Allgemeiner Teil
a) Zusammenfassung der tektonischen und morphologischen Ergebnisse 518
b) Folgerungen und Fragen zur Schollentektonik 521
Literaturverzeichnis 523

Lage und Grenzen des Gebietes.

Die Gebirge westlich des Neißegrabens sind orographisch in drei NW bis NNW streichende Hauptkämme gegliedert. Die beiden Züge auf preußischem Gebiet werden als Habelschwerdter Gebirge von dem Böhmischen Kamm abgetrennt. Dies sind der eigentliche Habelschwerdter Kamm und der ihm im NO vorgelagerte Lomnitzkamm. Die beiden orographischen Einheiten ähneln einander in Bau und Gestalt, sind aber im einzelnen ungleichartig und als zwei selbständige Körper zu betrachten. Der Habelschwerdter Kamm ist ausgedehnter als der Lomnitzkamm, dagegen orographisch — wie tektonisch — weniger einheitlich als dieser.

Der Lomnitzkamm grenzt im NO mit einem ausgeprägten Steilabfall gegen die Neißeniederung und bildet auf 10 km Länge, etwa zwischen Falkenhain und Alt-Weistritz, deren wallartigen ungegliederten Abschluß; weiter südlich wird er vom Heidelbergkamm überragt und wirkt als dessen Vorstufe. Die Südwestgrenze des Lomnitzkammes ist im S das Tal von Verlorenwasser, weiter nördlich das Kressenbachtal. Im Nesselgrund verwischt sich die Grenze; der Lomnitzkamm fließt hier mit dem Nordteil des Habelschwerdter Kammes zu einem ziemlich geschlossenen Hochgebiet zusammen. Vom Nesselgrund bis Alt-Weistritz streicht die Kammlinie NW—SO, weiter südlich dann, allerdings wegen geringerer Höhe weniger deutlich bemerkbar, NNW—SSO.

Die geologische Kenntnis des Gebietes. Arbeitsgang dieser Untersuchung.

Kern und Untergrund des Gebietes bilden gefaltete kristalline Schiefer. Diesen ruhen die mehr oder minder vollständigen Reste einer einheitlichen Decke von Oberkreideschichten auf. Sie befinden sich an den Rändern der Kämme in aufgerichteter Lagerung und auf diesen selbst in verschiedener Höhenlage.

Der tektonischen Deutung dieser Erscheinungen kam schon Beyrich (**4**) im Rahmen damaliger Vorstellungen nahe. Das Kartenbild, dessen Gesteinsverbreitung durch Beyrich, Roth und Runge im wesentlichen richtig wiedergegeben war, erfuhr durch Leppla (**18**) die tektonische Durchgliederung in verschieden stark vertikal bewegte und durch Verwerfungen getrennte Schollen.

Herzog (**14**) erläuterte an dem ausgezeichneten Beispiel des Roten Berges die komplexe Natur einer solchen Verwerfung. In der im größeren Zusammenhang erfolgten Darstellung des Neißegrabens lenkte Cloos (**5**) die Aufmerksamkeit besonders auf die Verschiedenartigkeit der Störungen am Ost- und Westrand.

Aufgabe dieser Arbeit war die Verfolgung und eingehende Darstellung der Randstörung des Lomnitzkammes mit dem Ziel, von Art, Ausmaß und Alter der Bewegung Vorstellungen zu erhalten. Zu diesem Zweck wurden die Aufschlüsse innerhalb der Störungszone eingehend untersucht. Dabei wurde flexurartiger Bau der Kreideschichten mit gelegentlicher Beteiligung des kristallinen Gebirges festgestellt.

Einen Anhalt über das Ausmaß der Vertikalbewegungen bot der Vergleich der Auflagerungshöhen der Kreidedecke auf dem Lomnitzkamm und im Neißegraben. Voraussetzung genauerer Bestimmungen war die Kartierung[1] der Kreidegrenze gegen das Kristallin und eine Gliederung der Kreideschichten selbst.

[1] Die im Maßstab 1 : 25 000 kartierten Blätter werden hier aus technischen Gründen nicht veröffentlicht. Die Hauptzüge der Gesteinsverbreitung sind in die tektonische Übersichtskarte (Taf. XXIII) aufgenommen. Doch sind wegen der zahlreichen Ortsbezeichnungen im Text Karten in größerem Maßstab beim Lesen der Arbeit kaum zu entbehren. Am geeignetsten ist natürlich die geologische Karte von Leppla (**18**), doch genügen auch die topographischen Meßtischblätter: Habelschwerdt, Alt-Lomnitz, Grunwald, Reinerz, oder allenfalls Blatt Glatz der Karte 1 : 100 000 oder 1 : 200 000.

Zur Verfolgung der in großen Zügen bekannten räumlichen Beziehung zwischen der jungen Schollentektonik und der alten Faltentektonik mußte Stoff und Bau des kristallinen Anteils in die Untersuchung einbezogen werden. Vergleichsweise wurden die Messungen in das kristalline Gebiet südlich Reinerz und in den Westteil des Glatzer Schneegebirges ausgedehnt.

Der Vergleich des Baus mit der Oberflächengestalt und die Mitbeachtung ähnlich gebauter oder ähnlich gestalteter Gebiete verhalf zu Vorstellungen über Alter und Zeitmaß der Bewegung.

Das kristalline Gebirge.

Der kristalline Anteil des Lomnitzkammes besteht aus isoklinal gefalteten Gneisen, Glimmerschiefern, Glimmerquarziten und Amphiboliten. Während Gneise auf dem Habelschwerdter Kamm und dem Glatzer Schneegebirge die Hauptmasse der Gesteine bilden, treten sie hier in ihrer Verbreitung gegenüber den Glimmerschiefern zurück. Kristalline Kalke, die im Bielengebirge und auch im Böhmischen Kamm (Hohe Mense bis Reinerz) stark hervortreten, fehlen hier völlig.

Gefüge und Bau.

Der innere Bau ist im großen einfach und einheitlich. Petrographische Grenzen verlaufen dem kristallinen Gefüge streng parallel. Diese Übereinstimmung wird dort besonders deutlich, wo die gemeinsame Abweichung vom Hauptstreichen ungewöhnlich groß ist (südöstlich Voigtsdorf).

Die Schieferung fällt in die Schichtung, wo eine solche einwandfrei zu erkennen ist, wie z. B. als dickbankiger Materialwechsel bei der Papierfabrik Alt-Weistritz.

Dort und an zahlreichen anderen Stellen sind isoklinale Spezialfalten zu sehen, deren Achsen NNW streichen und gelegentlich auch, wie die lineare Streckung, nach S geneigt sind.

Die Ausbildungsart der Schieferung ist abhängig vom Gesteinsmaterial. Im allgemeinen sind die an Gleitmineralien reichen Gesteine feiner und ausgeprägter geschiefert als etwa die Glimmerquarzite, die zuweilen (z. B. im Tal südlich der Birken bei Hohndorf) geradezu massig erscheinen.

Das Generalstreichen aller Paralleltexturen ist NNW. Das Fallen geht ausnahmslos nach W; der Neigungsgrad schwankt im

allgemeinen zwischen 40 und 60°. Steile Stellung, die östlich des Neißegrabens vorherrscht, ist ebenso selten, wie jene flache bis schwebende Lagerung an der Hohen Mense.

Erhebliche Richtungsänderungen des Gefüges, wie sie zwischen dem Weiten Grund und dem Engen Grund (Blatt Alt-Lomnitz) einsetzen, sind nicht ohne Zwang als lokale Abweichungen von dem sonst so regelmäßigen Hauptstreichen zu betrachten. Hier deutet auch die unvermittelt andere Lage der sonst räumlich noch konstanteren linearen Streckung auf Beanspruchung durch jüngere Störungen, deren Vorhandensein gerade dort auch aus der Lage der Kreideschichten zu folgern ist (s. u.).

Von den nordwestlichsten Aufschlüssen im Kristallin des Lomnitzkammes bis zu den ersten in den tiefen Erosionstälern südlich Reinerz erfährt die Paralleltextur eine völlige Umordnung in Streichen NO und Fallen NW, deren Art unter der Kreidebedeckung des Nesselgrundes verborgen ist.

Gerade beim Vergleich mit der Nachbarschaft des engeren Gebietes muß der Anordnung der lin e a r e n S t r e c k u n g Aufmerksamkeit gewidmet werden. Wir haben darin eine Richtung, die über weitere Entfernung konstant bleibt als das Streichen der Schieferung. Sie ist von den örtlichen Verhältnissen unabhängiger als Faltung und Schieferung, und die Änderung ihrer Lage ist offenbar der Ausdruck von Gesetzen anderer Größenordnung.

Die Streckung wird im einzelnen Aufschluß wahrgenommen und gemessen als regelmäßige Parallelanordnung von Mineralien und Mineralanhäufungen in einer ausgezeichneten Richtung, die weder mit dem Streichen noch dem Fallen der Schieferungsebenen zusammenzufallen pflegt. Von Rutschstreifen, die ihr in feinkörnigen Glimmerschiefern ähneln können, unterscheidet sie sich durch die unverändert gleiche Lage auf allen Flächen, die der Ausdruck für das dem ganzen Gestein eigen gewordene Gefüge ist; dieses verwischt bei sehr weitgehender Ausbildung als Faserung die Schieferung.

U. d. M. ist sie als gerichtete Anordnung der Mineralien oder bestimmter Mineralien (Glimmer, Chlorit) wahrnehmbar. Sie ist von einer beobachteten Ausnahme abgesehen ein kristalloblastisches Gefüge.

Im Gebiete des Lomnitzkammes verläuft die Streckung einheitlich nordsüdlich und schießt nach S ein unter Winkeln zwischen 10 und 30° (Mittelwert 22°, Fig. 2).

Im Bereich der südöstlichen Gneise (Glaserseiffen - Brand) ist die Richtung der Streckung eine mehr nordnordöstliche.

Im kristallinen Gebiet der Reinerzer Weistritz fällt sie ausnahmslos nach N und das Streichen ihrer Horizontalprojektion biegt von S nach N aus nordnordwestlicher in rein nordwestliche Richtung um.

Ähnliche Lageänderungen erfährt die Streckung im Kristallin östlich des Neißegrabens. Da die Messungen dort nicht systematisch durchgeführt sind, kann nur folgendes gesagt werden:

Die Streckung fällt bei Wölfelsdorf, Urnitz und bei Höhe 612 (südlich des Ostendes von Neu-Waltersdorf) nach S, bei Eisersdorf, Ullersdorf, Heinzendorf bis nach Herrnsdorf und Ober-Neu-

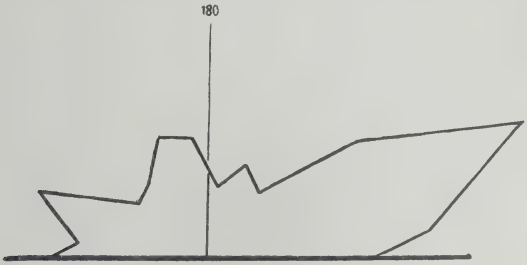


Fig. 1. Streichrichtung der Klüfte im Kristallin des Lomnitzkammes. Maßstab: eine Kluft = 0,25 mm Radius. 180 = magnetisch Nord. Die Zeichnung zeigt ein ausgesprochenes Maximum im Nordostquadranten und zwei weniger deutliche Maxima im Nordwestquadranten.

Waltersdorf nach N. Die Grenze zwischen den Bereichen verschiedenen Fallens der Streckung deckt sich nach meinen bisherigen Beobachtungen mit der für den Bau des kristallinen Gebirges von Leppla als bedeutungsvoll erkannten Störungslinie von Neu-Waltersdorf—Martinsberg—Weißwasser.

Im Zusammenhang der tektonischen Beobachtungen wurde Ausbildung und räumliche Anordnung der K l ü f t e mit beachtet.

Die Klüftung steht in lockerer räumlicher Beziehung zu den andern tektonischen Merkmalen.

Taf. XXIV mit den an Ort und Stelle eingetragenen Messungen zeigt die Entwicklung bestimmter Kluftsysteme und deren Übereinstimmung mit denen der Kreidedecke. Während aber die Klüfte in den Kreideschichten, von einigen Besonderheiten abgesehen, steil oder saiger stehen, sind sie in den kristallinen Schiefern häufiger geneigt.

Um diese Tatsache zu berücksichtigen, wurden neben den gebräuchlichen Kluftrosen, die das Streichen der Klüfte zusammenfassen, solche gezeichnet, die Fallrichtung und Winkel der geneigten Klüfte veranschaulichen (Fig. 2).

Auf dem Lomnitzkamm fallen die in der gleichen Richtung wie die Schieferung streichenden Klüfte (160—180°) nach der entgegengesetzen Seite wie jene (ausgeprägtes Maximum der geneigten Klüfte: 75—90°). Das zu der Horizontalprojektion der Streckung

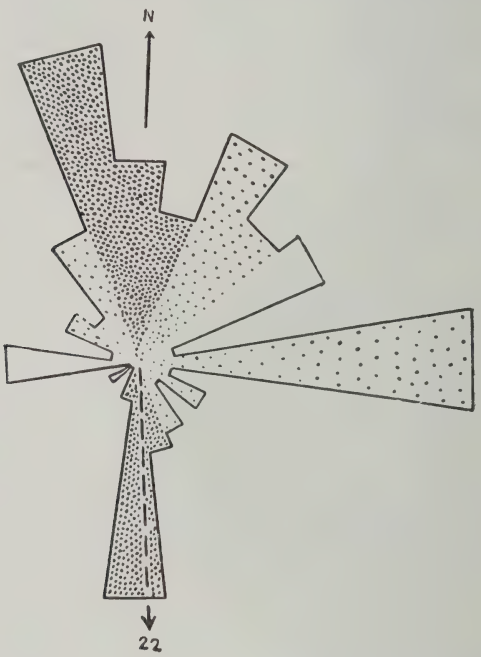


Fig. 2. Klüftung und Streckung im Kristallin des Lomnitzkammes. Der Radius der Kreissektoren veranschaulicht die Zahl der in die betreffenden Richtungen einfallenden Klüfte (vgl. Fig. 1), die Schraffur ihren durchschnittlichen Fallwinkel. Es bedeutet weiß: weniger als 60°, weit punktiert: 60—70°, eng punktiert: über 70°. Die unterbrochene Linie stellt die mittlere Richtung und Neigung der Streckung dar.
Maßstab: eine Kluft = 1 mm Radius.

ungefähr senkrecht streichende Kluftsystem (75—90°) löst sich bei Berücksichtigung der verschiedenen Neigungsrichtungen stark auf: einem Maximum nordfallender Klüfte steht ein deutliches südfallender gegenüber (Fig. 2). Unter Würdigung der durchschnittlichen Neigungsverhältnisse der Klüfte und der Streckung steht

die Querklüftung auf der Streckung nicht räumlich senkrecht. Auch die örtlichen Abweichungen beider Merkmale von ihren Hauptstreichrichtungen sind nicht aneinander gebunden, wie die von Paralleltextur und Gesteinsgrenzen (s. oben).

Im Gebiet südlich von Reinerz ist die räumliche Verknüpfung von Streckung und Klüftung strenger (Fig. 3).

Auf dem Lomnitzkamm kommt einem dritten Kluftsystem Bedeutung zu. Es streicht WNW—OSO. Die Klüfte dieses Systems

Fig. 3.
Klüftung und Streckung im Kristallin der Reinerzer Forst.
Bedeutung und Maßstab wie Fig. 2.
Mittelwerte der Fallwinkel sind wegen geringerer Anzahl der Messungen nicht berücksichtigt.

fallen nach N oder stehen senkrecht. Südlich fallende fehlen fast gänzlich (Fig. 1 u. 2).

Eine verschiedenartige Ausbildung der Kluftsysteme war nicht festzustellen. In einzelnen Gneisaufschlüssen (östlich von Kolonie Hüttengut) sah ich aplitische Kluftbeläge. An Klüften der OW-Systeme fand ich mehrfach (besonders gut ausgebildet hinter der Papierfabrik Alt-Weistritz) Rutschstreifen, die aber wohl Spuren junger Bewegungen sind und darum in jenem Zusammenhang noch einmal erwähnt werden sollen.

Die Kreidedecke.

Der Stoff.

Vorbemerkung.

Eingehende Untersuchungen über die Kreidebildungen der südwestlichen Grafschaft Glatz fehlen bis jetzt. Auch im Aufgabenkreis dieser Arbeit lag nicht die Biostratigraphie, und sie vermag die von Leppla und auch von Flegel (**8** ff., **18**) aufgeworfenen

Altersfragen nicht genau zu beantworten. Die Folgerungen, die sich aus dem — spärlichen — Versteinerungsmaterial und andern Beobachtungen für die Altersstellung der Schichten ergaben, können noch nicht als endgültig gesichert gelten.

Die hier angewandte Gliederung bezieht sich auf Gesteinshorizonte. Bei dem aus der oberen Kreide gerade des Böhmisch-Schlesisch-Sächsischen Ablagerungsgebietes bekannten Faziswechsel innerhalb der einzelnen altersgleichen Stufen erscheint dies unzweckmäßig; doch ergab sich aus meinen Beobachtungen eine größere Regelmäßigkeit der Fazies als nach den vereinzelten beiläufigen Mitteilungen von Sturm (**45**), Flegel und auch nach der Karte von Leppla zu erwarten war: Abgesehen von den basalen Transgressionsbildungen halten die einzelnen petrographischen Fazies in der Horizontalen weithin aus. Die Grundlage der Gliederung war also eine scharfe Erfassung und gegenseitige Abgrenzung der verschiedenen Fazies.

Die Gliederung. Die Gesteinsfolge S, SW und W von Habelschwerdt ist:

Tone	über 150 m
Obere kalkige Schichten .	100—150 m
Sandstein	20— 50 m, im N mehr
Untere kalkige Schichten	40— 60 m
Glaukonitische Schichten	0— 10 m.

Die Mächtigkeiten sind den Profilaufschlüssen der aufgerichteten Kreide am Rand des Lomnitzkammes entnommen und an Steinbruchsaufschlüssen bei Habelschwerdt und Langenau geprüft.

Einzelbeschreibung der Schichtenfolge.

Die glaukonitischen Schichten.

Die glaukonitischen Schichten sind entwickelt als Konglomerate, Sandsteine, Plänersandsteine und Kalke. Diesen verschiedenen Bildungen ist nur der große Glaukonitgehalt gemeinsam und eigentümlich. Den hangenden Kreideschichten fehlt der Glaukonit zwar nicht ganz, doch kommt er nur selten noch in makroskopisch erkennbarer Anhäufung vor.

Ein grobes Basalkonglomerat fand ich auf dem Höhenrücken zwischen Neu-Weistritz und Hammer (200 m SW von N.P. 606,2. Bl. Habelschwerdt).

Dort sind durch einen kleinen Aufschluß, der bis auf den anstehenden ermürbten Glimmerschiefer reicht, Blöcke dieses Konglomerates und seiner unmittelbar hangenden Schichten zutage gefördert.

Das Konglomerat ist sehr fest. Regellos angeordnete Gerölle verschiedener Art sind durch ein feinkörniges hartes Bindemittel verkittet.

Quarzgerölle herrschen vor. Sie erreichen mitunter Faustgröße und sind dann nicht einmal kantengerundet, sondern durch frische Bruchflächen scharfkantig begrenzt. Kleinere, wohlgerundete Quarzgerölle sind mitunter von weit klaffenden Sprüngen durchzogen. Das gleiche fein klastische Bindemittel, in das die Gerölle eingebettet sind, erfüllt auch diese Sprünge. Derartige Gerölle sind also während der Sedimentation zerbrochen, wahrscheinlich in den Brandungsbewegungen zwischen den größeren Klötzen zerschlagen.

Die zweitwichtigste Geröllkomponente sind Feldspäte, die z. T. im Bruch noch frische Spaltflächen zeigen, meist aber weitgehend kaolinisiert sind.

Außerdem kommen Bruchstücke von hellen Glimmerquarziten und Grünschiefern vor.

Von den rings um den kleinen vorspringenden Zipfel der Kreidedecke anstehenden Glimmerschiefern und Schiefergneisen gelangten nur wenige, kleine Stücke in das Konglomerat. Dagegen können die großen Quarzmassen aus dem bekannten Teil des dortigen kristallinen Untergrundes nicht abgeleitet werden, vielmehr ähneln sie, zumal in der bisweilen beobachteten welligen Durchwachsung mit Chlorit und Aktinolith nur dem 400 m westlich anstehenden Amphibolit mit seinen unregelmäßigen Quarzlagen.

Das Bindemittel ist feinklastisch, kalkfrei und in Anbetracht des lückenlosen Verbandes seiner Bestandteile vermutlich nie kalkhaltig gewesen. Der reichliche Glaukonitgehalt verleiht ihm eine dunkelgraugrüne Farbe.

Die eigentliche Konglomeratlage ist geringmächtig. In 2 m über der Auflagerungsfläche vollzieht sich durch Zurücktreten der größeren Gerölle und Bruchstücke innerhalb der sonst unverändert bleibenden Grundmasse der Übergang zu Plänersandstein.

Dieses näher beschriebene Konglomerat gleicht in jeder Beziehung der aus Sachsen von Petrascheck (**22**) beschriebenen „Klippenfazies der Kreide".

Das Basalkonglomerat ist eine räumlich beschränkte Bildung.

In ähnlicher Ausbildung wie hier, aber wesentlich weniger grob, ist es anstehend am Nordabhang der Schlösselkoppe, in Lesesteinen auch westlich

von Alt-Weistritz zu finden. Sonst kenne ich nur im Weiten Grund westlich Glasendorf Aufschlüsse von Basalkonglomerat. Das Bindemittel ist hier gröber, als bei Neu-Weistritz, außerdem kalkreich und von vielen feinen Biotit- und Muscovitschüppchen durchsetzt; dagegen tritt der Glaukonitgehalt zurück. Das Gestein enthält viele meist zerbrochene Schalenreste von Brachiopoden und Lamellibranchiaten. Gut erkennbar sind mehrere Exemplare von *Alectryonia carinata*.

An anderen Orten ist das Basalkonglomerat nicht sicher nachweisbar. Doch läßt sich eine vielerorts (besonders westlich Pohldorf und westlich Hüttengut) auffallende Zunahme von Quarzlesesteinen mäßiger Größe in der Höhe der Kreideauflagerung vielleicht auf ein zerfallenes Basalkonglomerat zurückführen. Allerdings kann dann das Bindemittel nicht plänersandsteinartig fest gewesen sein.

Glaukonitische Sandsteine waren östlich Hohndorf und an der Maderkoppe nachzuweisen, stets zusammen mit Plänersandsteinen. Ob sie das Liegende der letzteren bilden, ließ sich nicht feststellen.

Die häufigste Ausbildung der glaukonitischen Schichten ist P l ä n e r s a n d s t e i n ohne größere Gerölle.

Dies Gestein soll hier kurz beschrieben werden, da der Gesteinsname häufig im stratigraphischen Sinne für die zum Cenoman gehörige Grenzzone gegen das Turon (Zone des *Actinocamax plenus*, **28**) angewandt wird. — Diese Zone ist weder überall in Plänersandsteinfazies entwickelt, noch ist der Plänersandstein auf sie beschränkt.

Das wesentliche Merkmal des Plänersandsteins ist die Feinkörnigkeit, die ihn dem unbewaffneten Auge als dicht erscheinen läßt. U. d. M. erkennt man ein Gefüge von 1—10 μ großen Quarzkörnchen und Tonpartikeln, neben denen Calcit und neugebildeter Chalcedon in örtlich wechselnder Menge vorkommen. Fast nie fehlen 0,2—1 mm große eckige Quarzbruchstücke und Erze in staubförmiger Verteilung und rundlichen, traubenförmigen Massen, die eine Größe von 0,05 mm nicht überschreiten.

Durch den massenhaft auftretenden Glaukonit und die wolkige Unregelmäßigkeit seiner Verteilung ist das an sich hellgraue Gestein grün bis dunkel gefleckt.

Der Plänersandstein ist spröde und infolge der z. T. beträchtlichen Verkieselungen dicht und glatt. Im größeren Aufschluß ist er scharf und gleichmäßig geklüftet; er zerfällt in kleine eckige Stücke, die schwer verwittern. Dadurch ist er im Boden ein gut kenntlicher Lesestein.

Glaukonitfreie Basalschichten.

Glaukonitische Gesteine sind als basale Bildung zwar die Regel, doch gibt es einzelne Aufschlüsse der Kreide-Kristallingrenze, wo jede Spur glaukonitischer Gesteine fehlt.

So beginnt das Deckgebirge im Höllental bei Langenau mit einem sehr feinkörnigen tonigen Sandstein, der im großen Aufschluß zarte Kreuzschichtung zeigt und in seinem liegendsten Bereich plänersandsteinartig zerfällt. Er ist 20—25 m mächtig und wird von normalem Sandstein überlagert.

Ebenfalls glaukonitfreie, aber durch ihre ziegelrote Farbe auffallende Plänersandsteine kennzeichnen die Unterfläche der aufgerichteten Kreide südlich von Pohldorf.

Im Eisenbahneinschnitt am Krähenberg lagern dem Kristallin unmittelbar glaukonitfreie, feinschichtige Mergel auf, wie sie im allgemeinen erst über den glaukonitischen Schichten folgen.

Die unteren kalkigen Schichten.

Die kalkigen Schichten, sowohl die unter wie die über dem Sandstein, sind stofflich bestimmt durch drei mit hinreichender Deutlichkeit zu kennzeichnende Fazies: Plänerkalk—Plänermergel—Mergelsandstein.

Dadurch, daß in den unteren kalkigen Schichten Mergelsandstein, in den oberen Plänermergel mehr hervortreten, sind sie bis zu einem gewissen Grade unterscheidbar.

Die Fazies des Plänerkalkes ist von der des Plänersandsteins lediglich durch den wesentlichen Kalkgehalt unterschieden. Die eigentlichen Pläner sind sehr massig, zuweilen fein kristallin und zeigen im Stück häufig auch nicht andeutungsweise ein Merkmal von Schichtung. Im Aufschluß äußert sie sich meist als rhythmischer Wechsel mächtiger stark geklüfteter Plänerkalke mit schmalen mergeligen oder sandigen Lagen ohne deutliche Klüftung.

Frischer Plänerkalk hat eine graublaue Farbe, die zu den Lokalnamen „Blaustein", „Leberstein" Anlaß gegeben hat. Durch Entkalkung hellgefärbter Pläner wird „Mehlstein" genannt.

Der Plänermergel ist im Gegensatz zum Plänerkalk fein geschichtet. Er bildet einen dünnscherbigen Schutt. Bei der Entkalkung zerfällt er gänzlich.

Als Mergelsandstein werden Übergangsbildungen zwi schen Plänermergeln und Sandstein bezeichnet. Es sind sandig tonig-kalkige Gesteine von stark wechselnder, aber nicht unter di Sichtbarkeitsgrenze sinkender Korngröße und ungleichmäßiger Zu sammensetzung. Mit dieser hängt zusammen die flachwulstig Schichtbankung, die diesem Gestein eigentümlich ist. Ein beson deres Merkmal des Mergelsandsteins ist hier die Durchstreuung mi Muscovitschüppchen und das gehäufte Vorkommen der als *Spongi tes saxonicus* bezeichneten Gebilde.

Die Farbe des frischen Gesteins ist grau, bei der Verwitterung geht sie in olivbraun über.

Vermutlich waren es Bildungen dieser Art, auf die Beyrich 1851 (4 zuerst den Namen „Rauhstein" anwandte, eine sehr treffende Bezeichnung die für Plänersandstein nicht gebraucht werden sollte (28).

Einzelne Aufschlüsse in den unteren kalkigen Schichten liefer ten folgende Fossilien:

Exogyra lateralis Nilss.
Inoceramus labiatus (Krähenberg und Hammer)
Pecten pexatus Woods. (Krähenberg)
Pecten Dujardini A. Roem. (Ober-Langenau)
Pecten decemcostatus Münst. (Krähenberg)
Pecten Kalkowskyi Petrschk. (Krähenberg).

Sandstein.

Unter Sandstein werden nur Gebilde von makroskopisch deut lich sichtbarer Körnigkeit begriffen, deren wesentlicher Gemeng teil Quarz in Körnern von mindestens 0,2 mm Größe ist. Oberhalb dieser Grenze schwankt die Größe der Quarze in jeder Richtung Es kommen innerhalb sonst feinkörniger Sandsteine unvermittelt Quarzgerölle von mehreren Zentimetern Längenausdehnung vor häufiger treten konglomeratische Lagen auf, in denen Komponen ten von 1 cm Durchschnittsgröße an Masse dem feinkörnigeren Zwischenmittel gegenüber hervortreten. Die größeren Quarze sind stets, die kleineren meist völlig abgerundet. Sie sind durchsichtig und lichtgefärbt. In den konglomeratischen Lagen kommen röt liche Quarze vor. In den feinkörnigen Bildungen fehlen sie. Als stratigraphisches Merkmal bestätigte sich das Auftreten der röt lichen Quarze nicht. Sie nehmen zusammen mit den Konglomerat lagen nach den oberen Lagen und nach NW hin zu.

Das Bindemittel tritt sehr zurück in den gleichkörnigen, rein eißen Sandsteinen, die im N des Gebietes (Steinberg nordwestlich ohldorf) herrschend sind. In den gröberen hellen Sandsteinen, ie in den Lux-Brüchen in Ober-Langenau gewonnen werden, ist s kieselig, meist ist es tonig und zugleich etwas eisenhaltig.

Der durch Konglomeratlagen und sonstige Kennzeichen untetiger Sedimentation ausgedrückten Schichtung folgen häufig in roßen Abständen Bankungsfugen, die mit der großflächigen Klüfung zusammen den Sandstein in die bekannten Quader zerlegt.

Wie aus dem Quadergebiet der Heuscheuer beschrieben, ist tellenweise (nicht überall!) eine sehr einheitlich nach W und SW 15—20°) geneigte Überguß schichtung vorhanden.

Der Sandsteinhorizont wird nach N zu mächtiger (Flegel gibt 00 m im Nesselgrund an). Nach SO hat er die Tendenz auszukeilen vergl. Profil Urnitzmühle).

Die Fauna des Sandsteins ist artenarm. Man findet einzelne Bänke ganz erfüllt von

Exogyra columba und *Lima canalifera* (Steinbruch bei Haltestelle Bad Langenau).

Sonst kommen vor

Lima elongata, *Pinna decussata*, *Inoceramus saxonicus* Petrschk. (Sandstein von Habelschwerdt).

Die oberen kalkigen Schichten.

Der Sandstein geht durch Zwischenschaltung mergeliger Schichen in die hangenden Pläner über.

Diese Mergelsandstein-(„Rauhstein"-)Zone ist in den Brüchen stlich und westlich Habelschwerdt und in der Aufrichtungszone bei Alt-Weistritz ut aufgeschlossen. An Stelle des Mergelsandsteins ist im Kressenbachtal (Aufchluß an der Sandbrücke) Plänersandstein entwickelt, der durch die Führung ötlicher Quarzsplitter ein besonderes Gepräge erhält.

Die Mächtigkeit der oberen Pläner ist schwer exakt anzugeben, loch dürften nach den Mitteilungen von Sturm, den Beobachtungen on Herzog und den meinigen 100—150 m den tatsächlichen Verältnissen nahe kommen.

Aus diesen Schichten wurden folgende Fossilien zusammengeracht:

Lima cf. interstriata
Inoceramus Brongniarti

Inoceramus hercynicus Petrschk.
Pecten Dujardini
Scaphites auritus.

Die Tone.

Die Plänerkalke gehen nach oben zu ohne scharfe Grenze in Tone über, die von Sturm (**45**) als Kieslingswalder Tone kurz beschrieben worden sind. Die Tone werden völlig kalkfrei und sind dann milde und schneidbar. Sie pflegen außerordentlich gleichmäßig ausgebildet zu sein, und man kann dann die Schichtung nur an gelegentlichen, nach dem Hangenden zu sich häufenden Lagen von Toneisensteinknollen und Bänken des sog. Kieslingswalder Sandsteines wahrnehmen. Die Klüftung ist z. T. regelmäßig und sehr scharf. Doch herrscht zuweilen auch völlig regelloser kleinstückiger Zerfall.

Die Tone sind durch die Neiße gut aufgeschlossen bei Grafenort und zwischen Habelschwerdt und Langenau.

Altersbestimmung.

In der Literatur (**9**, **10**, **37**) ist der Sandstein von Habelschwerdt und Langenau als Unterquader zusammen mit dem glaukonitischen Sandstein von Steinbach und Rosenthal in das Cenoman gestellt. Diese Zuweisung geht auf Sturm (**45**) zurück, der sie durch *Inoceramus virgatus* und *Exogyra columba* rechtfertigt. Die offenkundige Faziesbedingtheit von *Exogyra columba* und ihre Unbrauchbarkeit als Leitfossil hat schon Geinitz (**13**) betont. Beweiskräftig ist auch nicht eine völlig vereinzelte Angabe von *Inoceramus virgatus* (vgl. **24**).

Dagegen sei auf *Inoceramus saxonicus* Petrschk. aus dem Sandstein von Habelschwerdt hingewiesen, der bislang nur aus turonen Schichten beschrieben wurde.

Auch die bei Langenau häufigen *Lima canalifera* und *Lima elongata* sind nach Scupin (**39**) nur aus dem Turon sicher bekannt. Der untere Sandstein von Habelschwerdt und Langenau entspricht stratigraphisch nicht dem Unterquader der Heuscheuer, Sachsens und Böhmens, denn unterlagert wird dieser Sandstein, mit dem das Sturm'sche Profil nach unten schließt, noch von 30—40 m mäch-

tigen kalkigen Schichten und den glaukonitischen Schichten. Alle darin vorkommenden Fossilien werden aus Cenoman und Turon oder nur aus Turon beschrieben. Eine Unterlagerung des Cenomanquaders (Unterquaders!) durch Pläner und Plänersandstein ist sonst im sächsisch-böhmisch-schlesischen Kreidegebiet nicht bekannt. An den Stellen, wo die obere Kreide mit Cenoman transgrediert, ist entweder der Unterquader die unterste Schicht überhaupt, oder er wird nur von den limnischen Crednerienschichten unterteuft.

Andererseits gleicht der glaukonitische Plänersandstein, die liegendste Schicht in der Grafschaft Glatz, den Plänersandsteinen des Plauenschen Grundes bei Dresden und den entsprechenden Gesteinen der Zone des *Actinocamax plenus* im östlichen Böhmen (**22**). Auch die dort ausdrücklich angegebenen roten Plänersandsteine fehlen hier nicht. An Fossilien lieferten die glaukonitischen Schichten bislang allerdings nur *Alectryonia carinata*, welche auch mehr als Fazies — denn als Zonenfossil zu bewerten ist.

U n t e r den glaukonitischen Schichten treten im Weiten Grund glaukonitarme Konglomerate auf, und am Roten Berg finden sich in der gleichen Position bereits Sandsteinlinsen, die dem Carinatenquader (Unterquader) entsprechen.

Der Sandstein von Habelschwerdt—Lomnitzkamm—Nesselgrund bildet mit dem von Goldbach—Utschendorf ein zusammenhängendes Areal, das wahrscheinlich (**10**) in dem *Brongniarti*-Quader der Heuscheuer (Quader der Wünschelburger Lehne) sich fortsetzt. Die Schüttrichtung der Übergußschichtung ist dort die gleiche wie bei Habelschwerdt und Langenau.

Aus den zusammengestellten Beobachtungstatsachen ergeben sich mit großer Wahrscheinlichkeit folgende Altersverhältnisse:

T u r o n	Zone des *Inoceramus Brongniarti*	Obere kalkige Schichten
		Sandstein (Quader von Habelschwerdt und Langenau
	Zone des *Inoceramus labiatus*	Untere kalkige Schichten
C e n o m a n		Glaukonitische Schichten Unterquader (Roter Berg).

Lagerung und Klüftung.

Die Schichten der Kreidedecke liegen weithin flach, d. h. sehr flach geneigt. Zwischen den einzelnen Schollen, auf denen sie sich in verschiedener Höhenlage befindet, vermitteln verhältnismäßig schmale Zonen der Aufrichtung.

Sämtliche Schichten sind geklüftet. Die regelmäßige Bevorzugung bestimmter in den tektonischen Hauptlinien wiederkehrender Richtungen erweist die Klüftung als Ergebnis gerichteter Spannung, d. h. als tektonisches Merkmal.

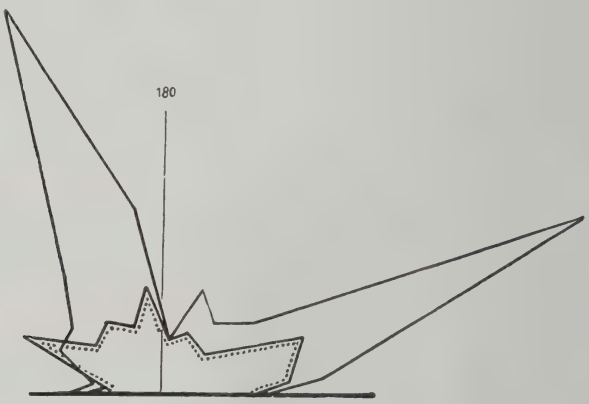


Fig. 4. Streichrichtung der Klüfte in der Kreide auf dem Lomnitzkamm und in seinem östlichen Vorland.
Maßstab: eine Kluft = 0,25 mm Radius. 180 = magnetisch Nord.
Die Klüfte im Pläner (einfache Linie) bevorzugen viel ausschließlicher als diejenigen im Sandstein (innen punktierte Linie) zwei aufeinander senkrecht stehende Richtungen.

Daneben lassen sich in ihrer Art, Verteilung und Anordnung stoffliche Bedingtheiten erkennen. Im Quader sind die einzelnen Klüfte großflächig, rauh und uneben; dagegen sind sie im Pläner und Ton glatt und meist eng geschart. Außerdem ordnet sich die Plänerklüftung viel ausschließlicher als die des Quaders in wenige Systeme weithin bevorzugter Richtungen (Fig. 4). Die regionalen Spannungen werden also in den einander überlagernden verschiedenen Gesteinen mit verschiedener Empfindlichkeit abgebildet.

Die räumliche Abhängigkeit der Klüfte vom Schichtgefüge zeigt sich im Sandstein an Stellen stark geneigter Übergußschich-

tung z. B. in den Luxbrüchen, Langenau (Fig. 5). Hier fallen die Klüfte, deren Streichen ungefähr mit dem der Schichtung zusammenfällt, nach der entgegengesetzten Seite mit Winkeln von 70 bis 65°, sie stehen also senkrecht auf der Schichtung und nicht vertikal. Von dieser Beobachtung aus erscheint die allgemeine saigere Kluftstellung innerhalb der Kreidedecke mehr in der allgemeinen flachen Schichtlage begründet als in der Richtung der regionalen tektonischen Spannungen. Die Kluftlage resultiert aus der Richtung dieser Spannungen und der Lage des schon vorhandenen Gefüges.

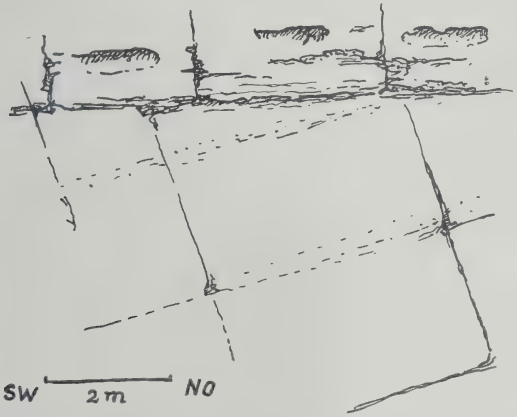


Fig. 5. Schichtung und Klüftung im Sandstein (nördlicher Sandsteinbruch von Lux in Oberlangenau).
Quadersandstein mit Übergußschichtung wird von tonigem Sandstein (mit ausgewitterten Sandlöchern) diskordant überlagert. In beiden Gesteinshorizonten eigene Klüftung ungefähr senkrecht auf der Schichtung.

In den Aufrichtungszonen der Kreideschichten besteht das einfach gesetzmäßige Verhältnis zwischen Schicht und Kluftlage nur teilweise. Zwar fehlen auch dort nicht auf der Schichtung streng senkrechte Klüfte, zahlreichere durchsetzen sie jedoch steil unter spitzen Winkeln. Diese scheinen eine unmittelbare Begleiterscheinung der Aufrichtung selbst zu sein, während die ersteren vielleicht mit aufgerichtete Klüfte sind. Die Einzelbeobachtungen werden im folgenden Teil gegeben.

Die Richtungen der Hauptkluftsysteme sind in der Kreide die gleichen wie im Kristallin: NS (160—180°) und OW (70—90°), daneben weniger ausgeprägt ein nordwestliches (120—140°).

Die Kluftsysteme sind etwas verschiedenartig. Im weiten Gebiet flacher Lagerung streichen alle Ruscheln und Kluftscharen mit Bewegungsspuren in dem OW-System

(Floriansberg bei Habelschwerdt — Eisenbahneinschnitt südlich Habelschwerdt Stadt — Steinbruch an der Habelschwerdter Weistritz in Habelschwerdt — Eisenbahneinschnitt Langenau.)

Dem NNW—SSO-System folgen nur in den Aufrichtungszonen gelegentlich Scherflächen

(u. a. in der Störung Batzdorf-Grafenort, Steinbruch Neu-Batzdorf).

Der Bau.

Die Randstörung des Lomnitzkammes.

Die Einzelprofile. (Vgl. Taf. XXV.)

Im folgenden werden sechs Aufschlüsse bzw. Aufschlußreihen der Randstörung des Lomnitzkammes und vergleichsweise ein Profil der östlichen Randstörung des Neißegrabens gegen das Glatzer Schneegebirge beschrieben.

Die Beschreibung geht von S nach N. Die größeren Querprofile sind fortlaufend numeriert, andere Ortsbezeichnungen sind eingeklammert.

1. Krähenberg (Bad Langenau).

Im Eisenbahneinschnitt am Westabhang des Krähenberges ist bei km 117,1 die nahezu horizontale Auflagerung der Kreide auf Kristallin, 400 m weiter N, von km 116,7 ab auf 70 m Kreide in geneigter Lagerung aufgeschlossen. Weitere Aufschlüsse befinden sich am Weg oberhalb der Eisenbahn, die mit einem Steinbruch bei km 116,7 enden.

Die Auflagerungsfläche der untersten fein mergeligen Kreideschichten auf unzersetztem, nach SW geneigtem Glimmerschiefer (Str. 110—130°, F. 30—45°) ist flach wannenartig eingetieft.

Im Glimmerschiefer herrschen OSO—WNW streichende Klüfte (saiger und N fallend), in der Kreide neben diesen solche des NNW-Systems (160° saiger).

Die am Weg aufgeschlossenen etwas höheren Lagen der Pläner sind nach O und NO flach geneigt. Der sie überlagernde Sandstein fällt bei km 116,74 bereits mit 45° nach NO. Die nach SW fallende Klüftung steht auf der Schichtung senkrecht.

Innerhalb der nächsten 70 m schwankt das Streichen zwischen 120 und 170° und das N—O-Fallen der Schichten zwischen 50 und 60°. Im Sandstein kommen Lagen mit rötlichen Quarzen vor. Nach dem Hangenden wird er mergelsandsteinartig und geht in kalkige Schichten über. Diese sind im Einschnitt und im 12 m höher gelegenen Steinbruch auf je 15 m aufgeschlossen. Fallwinkel von 50—65° sind zu messen. Ausgeprägter als die geneigten Klüfte sind einzelne saigere in Richtung 170°.

Für die Mächtigkeit der Schichten ergeben sich: obere kalkige Schichten (10 m aufgeschlossen), Sandstein 40—50 m, untere kalkige Schichten 30—40 m.

2. Höllental (Nieder-Langenau).

Der Fahrweg von Verlorenwasser nach Nieder-Langenau führt am N-Abhang des Höllentales nacheinander durch flachliegende Kreide, den kristallinen Untergrund und wieder durch Kreide in rasch zunehmender Neigung nach NO. An der Steilböschung bei Luisenhöh, unmittelbar östlich unterhalb des Fahrweges, sind auf fast 40 m Kreideschichten in saigerer, ja überkippter Stellung aufgeschlossen.

Saigere Stellung der Kreide innerhalb der Lomnitzkammstörung wurde nur hier und weiter im N, zwischen Neubrunn und Stubengrund beobachtet.

Der Glimmerschiefer ist ebenso gelagert wie im vorigen Profil, aber mindestens 2 m tief zermürbt und verfärbt. Die tiefste Schicht der Kreide, der feinkörnige, tonige Sandstein fällt noch im Steinbruch südlich P. 502 flach nach SW (Str. 120°, F. 5°). Der Übergang über die Horizontale in die NO-Neigung vollzieht sich allmählich, ist aber wegen des kleinstückigen Zerfalls dieses Gesteins und der Überschüttung durch den hangenden normalkörnigen Sandstein nicht meßbar zu verfolgen. Am Ende des Wegaufschlusses wurden an der oberen Grenze des tonigen Sandsteins Fallwinkel von 45 bis 50° gemessen. Das Profil des anschließenden Böschungsaufschlusses ist: (von S nach N, vom Liegenden zum Hangenden).

35 m Sandstein, saiger, mit 140° streichenden saigeren oder steil nach NO fallenden Ruscheln, die bis 10 cm breit sind und mit staubartigem Gesteinsmehl ausgefüllt sind.

16 m toniger Sandstein, 130° streichend, saiger. Unregelmäßig eckig zerfallend.

8 m sandiger Ton kalkfrei.

5 m Plänerkalk in wenig überkippter Lagerung mit steilstehenden NO streichenden Klüften.

(Kliegelkoppe.)

Auf den Höhen zwischen Langenau und der Wustung sind untere Kreideschichten mehrmals aufgeschlossen. Sie sind flach nach O bezw. nach NNO geneigt:

Z. B. Höhe 526: Mergelsandstein unter Quader 45°, Kliegelkoppe Mergelsandstein 25° Höhe 510,8: glaukonitische Schichten 20°.

Merklich steiler sind die Fallwinkel in den Aufschlüssen auf beiden Seiten des Tales des Hohndorfer Wassers.

3. Wustung.

Längs mehrerer, z. T. auf der Karte nicht verzeichneter Wege am N-Abhang von Höhe 510,8, am besten längs des untersten, sind Kreideschichten in aufgerichteter Lagerung und Glimmerschiefer mehrfach aufgeschlossen.

230 m östlich der (nicht aufgeschlossenen) Unterfläche der Kreide sind Plänermergel und Kalke der oberen kalkigen Schichten bereits stark aufgerichtet (45—55° nach ONO). Am Weg gegen W (nach dem Liegenden zu) ist mehrmals gleiche Lagerung zu beobachten. Auffallend viel flacher ist der hier nur 25 m mächtige Sandstein geneigt (20—30°). In den darunter folgenden Mergelsandsteinen wächst bei gleichbleibendem Streichen (150—160°) der Aufrichtungsgrad wieder. Die unteren Pläner fallen mit 45—50° vom Kristallin weg.

Die letzten 65 m innerhalb der Kreide sind überschüttet; eine Steilerstellung der Schichten in diesem Bereich ist unwahrscheinlich, da die Untergrenze der Kreide, durch glaukonitische Gesteine gut gekennzeichnet, am Bergabhang flach gegen SW ansteigt.

In der ganzen Aufschlußreihe der Kreide kehrt die regelmäßig saigere WSW—ONO-Klüftung immer wieder. Der aufgerichteten Schichtung parallel streichende Klüfte sind verschieden stark gegen W geneigt; auch saigere Klüfte kommen vor. Am deutlichsten ist die räumliche Verknüpfung der Klüfte mit der Schichtung im Sandstein.

Der 80 m westlich der Kreide aufgeschlossene Glimmerschiefer fällt (mit 35°) merklich flacher nach W als der 400 m weiter SW anstehende (Aufschluß bei P. 438,4, F. 50—55°).

4. Dohlenberg.

Am gegenüberliegenden Talhang erschließt der Weg von Wustung nach Dohlenberg und ein neu angelegter von diesem nach W abzweigender ebenfalls aufgerichtete Kreide (300 m Profillänge) und das Kristallin (330 m Profillänge).

Im Bereich der Kreide ist die Aufschlußfolge weniger dicht als im vorigen Profil. Der 300 m von dem Ausstrich der Kreideunterfläche östlich entfernte Plänersandstein (aus den Oberen kalkigen Schichten) fällt mit 30—40 ° ab. Die nächsten 120 m gegen Westen sind durch Quader überrollt, der 20 m östlich der Abzweigung des neuen Weges in seinen Grenzschichten gegen die unteren Pläner meßbar ansteht. Auch hier ist der Sandstein weniger stark aufgerichtet (35—20 °) als die unteren Plänermergel und Plänerkalke (45 °, ausnahmsweise 60 °).

Die WSW—ONO streichenden Klüfte durchsetzen auch hier unbehindert die Aufrichtung.

Die unteren Teile der Pläner und die glaukonitischen Schichten stehen nicht an, sind aber nach ihrem Schutt im Gehänge untereinander und gegen das Kristallin abzugrenzen. Wenn man keine Steilerstellung der Schichten in dem nicht aufgeschlossenen Bereich annimmt — wogegen vor allem die Messungen östlich Kolonie Dohlenberg sprechen — so ergeben sich folgende Mächtigkeiten: glaukonitische Schichten und liegende Pläner 60 m, Sandstein etwa 25 m.

Das Kristallin zeigt keine wahrnehmbare Lagerungsänderung im Bereich der Störung.

5. Alt-Weistritz.

Die sehr vollständige Aufschlußreihe längs der Habelschwerdter Weistritz unterscheidet sich dadurch von den bisher beschriebenen, daß sich hier die Gesamtaufrichtung bis in die horizontale Lagerung verfolgen läßt.

Die Zone der Aufrichtung ist 400 m breit (von der Chausseebrücke am Dorfausgang von Alt-Weistritz westwärts). Noch 560 m vom Kristallin entfernt fallen Kreideschichten flach gegen den Lomnitzkamm ein (Steinbruch im oberen Plänerkalk 180 m nordöstlich der eben genannten Brücke: Str. 150, F. 5° W). An der Brücke selbst liegen die Schichten des gleichen Horizontes horizontal. Von hier aus erschließt das Bachbett der Weistritz, die Böschung des sie

nördlich begleitenden Mühlenfließes und ein nordwestlich gelegener Hohlweg den ganzen Rest der liegenden Schichtenfolge in aufgerichteter Lagerung.

Der Fallwinkel steigt (beinahe Schritt für Schritt zu verfolgen) bis auf 45 höchstens 50°. Auf 80 m Profillänge hält sich dieser Neigungsgrad. Auch die Streichrichtung ist die normale, parallel dem Verlauf der Grenzfläche (160°, Abweichungen bis 145 und 180°). Der Sandstein liegt hier nicht flacher als Hangendes und Liegendes, anders als in den vorigen Profilaufschlüssen). Bei dieser Konstanz der Neigung ist eine Steilerstellung in den letzten 70 m nicht aufgeschlossener Kreide kaum anzunehmen.

Stark fällt in dem ganzen Profilaufschluß die Klüftung in die Augen, die zumal in den massigen Plänerkalken so überwiegt, daß sie im Bachbett an der Brücke leicht für Schichtung gehalten werden konnte (**46**). Sehr deutlich sind hier zwei auf der Schichtung senkrechte Systeme entwickelt (Str. 70—95° und 160—180°). Die Beteiligung des nordsüdlichen Systems an der Aufrichtung ist klar ersichtlich. Saigere Klüfte sind selten.

Die Grenze gegen das Kristallin dürfte mit dem hier von NNW herabkommenden Tälchen nicht ganz zusammenfallen. Denn in seinem westlichen Gehänge findet sich noch viel glaukonitischer Plänersandstein neben Glimmerschiefer.

Der erste Glimmerschieferaufschluß ist ein kleiner Felsen 13 m westlich des Tälchens (83 m vom letzten Kreideaufschluß). Es folgen weiter bis zum Steinbruch gegenüber der Papierfabrik mehrere Aufschlüsse im Kristallin.

Die Glimmerschiefer streichen normal 135—145°, also ähnlich wie die aufgerichtete Kreide. Ihre westliche Neigung ist in der Nähe der Kreidesohle merklich flacher (15—20°), als in einigem Abstand (30—50°).

Die Klüftung ist nach Lage und Richtung nicht so eng begrenzt wie in der Kreide. Immerhin ist das ONO-System (Str. 70—90°) fast durchweg entwickelt. Im Anbruch an der Rückwand der Papierfabrik befinden sich auf mehreren Klüften dieses Systems horizontale Rutschstreifen, die zusammen mit entsprechenden Abrißbögen die Spur einer Ostbewegung der jeweils nördlichen Scholle gegen die südliche sind. Die WNW streichenden Klüfte fallen ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit nach O und W und zeigen keine Bewegungsspuren.

(Jestelkoppe.)

Zwischen dem Profilaufschluß von Alt-Weistritz und dem nächst nördlichen konnten auf zahlreichen Waldwegen im Habelschwerdter Stadtforst, auf dem Biemsberg und auf dem Tautzberg Kreideschichten gemessen werden. Daraus und aus der zunehmenden Ausstrichbreite der einzelnen petrographisch unterschiedenen Schichten ergibt sich das Bild verhältnismäßig flacher Lagerung (30—20 ° und weniger).

6. Weite Grund.

Der Aufschluß an dem Weg vom Milchplan in den Weiten Grund ist dadurch ausgezeichnet und wertvoll, daß auch die basalen glaukonitischen Schichten im natürlichen Lagerungsverband anstehen.

Bemerkenswert ist weiterhin das WNW—OSO-Streichen der Kreide (110—130°), das von dem in den bislang beschriebenen Aufschlüssen und auch von dem Gesamtverlauf der Störungszone erheblich abweicht. Das Einfallen ist flach (25—30, selten 40°). Klüftung ist wenig gut entwickelt. Die basalen Konglomeratschichten sind nur mächtig gebankt und zeigen sonst keine Gliederung, die spröden Plänermassen zerfallen kleinstückig und regellos.

Folgende Mächtigkeiten sind beobachtet:

Sandstein	(10 m aufgeschlossen)
Plänermergel und Plänerkalke	50—60 m
glaukonitische Plänersandsteine mit Plänerkalklagen	3 m
kalkarmes glaukonitisches Konglomerat	5 m
grobes kalkiges Konglomerat	3—5 m

Das Kristallin steht in der Nähe der Kreideunterfläche nicht an.

Am Abhang zwischen Weite und Enge Grund reichen Lesesteine von glaukonitischen Sandsteinen bis zur Höhe von annähernd 580 m hinauf. Sie sind zu großen Feldsteinhaufen zusammengetragen, während im Ackerboden die kristalline Komponente völlig überwiegt. Man gewinnt den Eindruck, daß die jetzige Oberfläche der Auflagerungsfläche der Kreide annähernd entspricht. Der Böschungswinkel von 16—20° nähert sich in der Tat der gleichsinnigen Neigung der Kreideschichten in dem benachbarten Weite Grund. Der Boden der tieferen, flacheren Teile des Abhangs wird von kleinstückig verwitternden Plänern, dem Hangenden der glaukonitischen Schichten gebildet.

(Hainberg.)

Zwischen dem Engen Grund und Neubrunn ist Kreide am Rand des Kammes nicht nachzuweisen. Erst bei der Neubrunner Untermühle stehen im Hohlweg steilgeneigte Pläner der unteren Abteilung an (Str. 150—160, F. 50° O).

Auf dem anderen Ufer des Neubrunner Wassers finden wir die unterste Kreideschicht 160 m weiter SW. Das Neubrunner Tal folgt einer Verwerfung, längs der der Ostflügel nach NO bewegt wurde.

(Neubrunn—Stubengrund.)

Die nächsten 2—3 km der Randstörung tragen ein wesentlich anderes Gepräge als der bisher beschriebene Teil. Im Gegensatz zu der meist mittleren Aufrichtung, die wir den Messungen wie dem Grenzverlauf entnahmen, deutet hier alles auf steile Stellung der Kreideschichten. Meßbare Aufschlüsse fehlen allerdings fast ganz, da der Abfall des Lomnitzkammes nur durch Täler wenig eingekerbt ist.

Das Einfallen beträgt an dem Weg von Neubrunn nach Bartschberg noch 60° (nach NO! Das Überkippung andeutende Zeichen auf der Leppla'schen Karte bezieht sich auf Klüftung). Für steile Stellung der Grenzfläche zwischen Kesselberg und Stubengrund spricht ihr gerader durch Höhenunterschiede glatt durchstreichender Verlauf.

Nach der kartierten Ausstrichbreite der Schichten, nach dem plötzlichen Fehlen der glaukonitischen Gesteine zu u teilen, haben hier tektonische Ausdünnungen stattgefunden. Auf Bewegungen — jedenfalls innerhalb der Kreide — weisen die zahlreichen Harnischdurchsetzten Lesestücke von Sandstein.

(Pohldorf.)

Bei Stubengrund fällt der liegende Pläner wieder mit 60° nach außen. Der Kartierung nach verflacht sich die Lagerung nördlich von Stubengrund weiter. Die Vereinigumg mit der an der Westwand des Pohldorfer Zirkus niedersteigenden Kreidedecke des Lomnitzkammes erfolgt offenbar ohne Verwerfungen. Ein Anhalt für die auf der Leppla'schen Karte dort verzeichneten wurde nicht gefunden.

Anhang: Profil durch die östliche Randstörung des Neißegrabens.

7. Urnitzmühle (Wölfelsdorf).

Die nahezu vollständige Aufschlußreihe befindet sich an der Steilböschung nördlich der Chaussee von Wölfelsdorf nach Wölfelsgrund (Kreide) und an dem Weg von Urnitzmühle nach der Talsperre am rechten Hang des Wölfelbaches (Kristallin).

Die Aufrichtungszone der Kreide ist hier über 600 m breit, also wesentlich breiter, als an irgend einem Aufschluß der westlichen Randstörung des Neißegrabens.

In dem westlichen Teil der Aufschlußreihe stehen Kieslingswalder Tone mit den bezeichnenden Lagen von Toneisensteinknollen und verschieden mächtigen Bänken bläulichen bis bräunlichen Kieslingswalder Sandsteins an. Sie fallen zunächst sehr flach nach O, also gegen die höhere Scholle. In der Strecke zwischen km 7,2 und 7,3 beginnen sich die Schichten nach O emporzuheben. Im Verlauf der nächsten 250 m erreicht die Aufrichtung 60°. Die Tone gehen nach dem liegenden in Plänermergel und Plänerkalke über, die sich bereits 50 m weiter O in stark überkippter Lagerung (F. 70° nach O) befinden. Danach folgen bis zu dem Steinbruch neben dem Gneis saiger stehende kalkige Schichten verschiedener Ausbildung.

Im Steinbruch gegenüber der Urnitzmühle ist in 19 m Mächtigkeit ein kalkiger Sandstein aufgeschlossen, der durch eine 1 m starke Lage mergeligen Tones gegen die hangenden Pläner begrenzt ist und mit den Liegenden über Mergelsandstein mit rundlichen ausgewitterten Löchern verbunden ist.

Der Sandstein streicht wie die Grenzfläche (160 –170°) und steht saiger. Die liegenden Pläner sind bis zu 15° überkippt. Diese Lage hat auch die Grenzfläche gegen das Kristallin.

Den Sandstein durchsetzen einzelne, den liegenden Pläner eine große Anzahl enggescharter Schaufelflächen, die der Störung parallel streichen und von dieser mit 50—45° wegfallen und sich nach W verflachen. Auf ihnen sind in ausgezeichneter Weise Bewegungsspuren von Aufschiebungen abgebildet.

Solche Aufschiebungen bedeuten ein Ausweichen nach oben. Dies wird erklärt aus der tangentialen Beanspruchung, die sich sonst in der überkippten Lage der Kreideschichten äußert. Sie

entsprechen in ihrer tektonischen Wirkung den von Herzog (14) beschriebenen komplizierten Verschiebungsbewegungen in der nordwestlichen Fortsetzung der gleichen Störungszone. Allerdings ist es hier zweifelhaft, ob sie wie dort in Schichtfugen angelegt sind.

Der kristalline Anteil des Profils besteht aus groben Augengneisen mit zahlreichen konkordanten Aplitlagen.

Paralleltextur und Streckung erfahren in der Nähe der Störungszone eine völlige Umordnung ihrer Lage. An der Talsperre (340 m von der Kreidesohle entfernt) streichen die Gneise N—S und stehen saiger oder fallen steil nach O (seltener nach W). Die Lineartextur fällt nach S (mit 25—30°). Diese für jenen Gebirgsteil normale Lagerung hält sich noch 100 m weiter nach W. Dann beginnt das Fallen flacher zu werden; zugleich führt die Streichrichtung im Uhrzeigersinne eine Dreiviertelsdrehung aus, so daß die Paralleltextur des Gneises in unmittelbarer Nachbarschaft (5 m) der Grenze gegen die Kreide annähernd senkrecht auf dieser steht (Str. 125 F. 40 S). Die weniger vollständig aufgeschlossenen Gneise auf dem gegenüberliegenden Ufer des Wölfelbaches stellen sich in der gleichen Weise um.

Das Gesamtbild.

Die Flexur der Kreide.

In der Randstörung ist die Neigung der Kreide im wesentlichen nicht abhängig von der Sprunghöhe, sie wechselt dagegen mit der geologischen Position innerhalb der Störung. Die Fallwinkel auf den Höhen sind allgemein kleiner als in den Tälern. Wo diese Verflachung nicht oder nur unsicher zu messen ist, kommt sie in Verlauf und Breite des Kreideausstriches zum Ausdruck. In den langen Profilaufschlüssen wächst die Schichtneigung vom Hangenden zum Liegenden (Alt-Weistritz) oder aber vom Liegenden zum Hangenden (Dohlenberg, Weite Grund).

Alle diese Einzelheiten fügen sich organisch zum Bild einer vollständigen Flexur zusammen (Fig. 6). Wo die liegenden Schichten am flachsten liegen, befinden wir uns im oberen Knie der Flexur. Wo dagegen die Schichten vom Liegenden zum Hangenden sich verflachen, ist das untere Knie zu suchen. Profilaufschlüsse endlich, deren Neigung konstant bleibt, gehören in das Mittelstück der Flexur. Dies erreicht gelegentlich saigere Stellung. Jedoch artet es offenbar nirgends in eine Verwerfung aus.

Spezialbewegungen, innerhalb der Kreide, die man aus gelegentlich häufigen Harnischbildungen erschließt, können nur zu lokalen Schichtreduktionen geführt haben; denn meist sind die Schichten, und zwar gerade die alleruntersten, mit bemerkenswerter Vollständigkeit erhalten und ruhig gelagert. Spuren erheblicher Scherbewegungen innerhalb der Kreide oder an ihrer unteren Grenze fehlen also.

Die Störung ist bereits südöstlich von Nieder-Langenau nachweisbar. Man gewinnt aber erst in den guten Aufschlüssen am Krähenberg verwertbare Messungen. Die Sprunghöhe[1] beträgt dort bereits 150 m; sie wächst nach N stetig bis auf 500 m (zwischen Hainberg und Stubengrund). Von dort ab verringert sie sich wieder bis in die Gegend von Falkenhain, wo die Randflexur des Lomnitz-

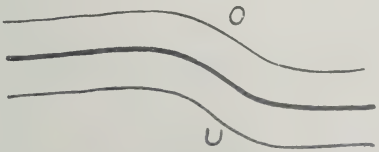


Fig. 6. Schema einer Flexur.
O = oberes Knie. U = unteres Knie.
Die Figur soll die verschiedene Änderung der Neigung im oberen und im unteren Knie veranschaulichen.

kammes an der Störung von Grafenort-Reinerz ihr Ende findet. Dies geschieht nicht, indem wie im S die Hochscholle sich n a c h u n t e n in das Niveau der Tiefscholle senkt, sondern durch Ansteigen der Tiefscholle, also durch A u s g l e i c h n a c h o b e n (s. u.! vgl. auch Taf. XXVI).

Die Schleppung des Kristallin.

Der kristalline Untergrund nimmt an der Flexurbewegung der Kreidedecke teil, indem die westliche Neigung der Schiefer sich fast regelmäßig mit Annäherung an die Störungszone verflacht.

Wenn die Drehung und Überkippung der Gneise im Profil von Urnitzmühle lediglich eine Begleiterscheinung der jungen Randstörung ist, so verrät sich darin am Ostrand des Neißegrabens außer

[1] „Sprunghöhe" hier und im folgenden kurz für den tektonischen Höhenunterschied zwischen den beiden Schollen. Ein eigentlicher „Sprung" ist in der Kreide ja nicht vorhanden.

einer vertikalen eine horizontale Komponente der Schleppung.

Im Gegensatz zur Kreidedecke ist im kristallinen Untergrund die Schleppung nur ein Bruchteil der Gesamtbewegung. Die Hauptverschiebung muß durch Verwerfungen erfolgt sein, die aber unter der Flexur der Kreide stecken und der Beobachtung nicht zugänglich sind.

Querstörungen.

Im mittleren Abschnitt der Randflexur zwischen Weite Grund und Neubrunn stößt das Kristallin des Lomnitzkammes unvermittelt weit gegen die tiefere Scholle vor. Dieser auffallende Erker ist nachweislich auf der einen Seite (Neubrunner Wasser) und wahrscheinlich auch auf der anderen von Querstörungen begrenzt.

Im Tal des Neubrunner Wassers verwirft die Querstörung den Südost-Flügel scheinbar nach NO. Eine zweite kleinere geht möglicherweise durch das am Hainberg hinaufziehende Tal von Kolonie Neubrunn. Diese Störung mit gleichem Bewegungssinn wie die vorige würde das Fehlen der südlichen streichenden Fortsetzung der im Hohlweg an der Untermühle aufgeschlossenen Kreide erklären. Vielleicht ist auch der Enge Grund die Spur einer Querstörung, längs der der Südostflügel zurückbewegt wurde; dies würde den Anschluß an die Kreideschichten im Weite Grund herstellen.

In den letzten beiden Fällen ließen sich die Verhältnisse auch ohne Querstörung deuten, wenngleich die Morphologie mehr für diese spricht.

Die Querstörungen selbst oder sicher zugehörige Bewegungsspuren sind nicht aufgeschlossen. Es bleibt darum ungewiß, ob die beobachteten horizontalen Versetzungen tatsächlich auf eine starke horizontale Komponente der Bewegung zurückzuführen sind.

Der Lomnitzkamm als tektonische Einheit.

Die Kreidedecke liegt auf dem Westflügel des Lomnitzkammes wie im östlichen Vorland zwischen seinem Steilabfall und der Neiße flach und einheitlich nach SW bis WSW geneigt. Der Neigungswinkel beträgt 3—5 °, ist also so klein, daß er sich erst aus der Verbindung der verschiedenen Ausstrichhöhen der Kreideunterfläche, mittelbar auch aus der Ausstrichbreite ergibt.

Die flache SW-Abdachung des Lomnitzkammes bildet zusammen mit seiner Randflexur einen dieser benachbarten Scheitel (vergl. hierzu und dem folgenden die Profile Taf. XXV u. XXVI). Er stellt das obere Knie der Flexur dar, zugleich aber auch die tektonische Kammlinie des ganzen Gebirgskörpers, die in ihrem Verlauf und räumlichen Verhältnis zur topographischen Kammlinie hier kurz verfolgt werden soll.

In ganzer Breite erhalten und aufgeschlossen ist der Scheitel der Kreideunterfläche bei Langenau (Profil Höllental). Er liegt dort 405 m hoch. Ferner dürfte der sehr flach nach SSO geneigte Rücken der Gemeindeberge östlich Hohndorf (540—520 m) den flächenhaft freigelegten Scheitel der Kreidesohle darstellen (mehrere hundert Meter breiter Ausstrich der glaukonitischen Basalschichten!).

Nördlich der Kliegelkoppe ist die Vorderkante der Stufe bis in den kristallinen Kern abgestumpft. Der Neigungswinkel der Flexur sowie Ausstrichhöhen und Neigungsverhältnisse der Kreidesohle auf dem Kamm bestimmen dann miteinander näherungsweise die Lage des Scheitels.

Er ist naturgemäß stets östlich der jetzigen Kammlinie zu denken. Diese zieht sich über die mittleren Gipfel des tief entblößten kristallinen Unterbaues hin und tritt dann, je schmaler und flacher die kristalline Denudationswunde der Stufe wird, auf die Kreidedecke im W über. Im Bereich der Kapuzinerplatte überkreuzt sie jedoch den Scheitel, wie aus der folgenden Überlegung hervorgeht.

Der jetzige Ausstrich der Kreidesohle steigt bis zur Engelkoppe bei regelmäßiger SW-Neigung stetig an, erreicht zwischen Dintershöhe und der großen Kapuzinerplatte in 860 m seine höchste Lage und senkt sich von dort wieder nach N bis NO. Das bedeutet: er quert dort unter spitzem Winkel den Scheitel der Kreideunterfläche, der dann weiter nordwestlich in das wenig gegliederte Hochgebiet des Nesselgrundes einläuft. Dadurch gehört das Gebiet nordöstlich der großen Kapuzinerplatte dem tektonischen Außenabfall der Stufe, der randlichen Flexur, an. Der Ort, wo am Westhang des Rollenberges das Kristallin unter die Kreide verschwindet, ist trotz gewisser Ähnlichkeit im Kartenbild tektonisch den Gemeindebergen nördlich von Langenau somit nicht zu vergleichen; denn dort schließen sich aufgerichtete und gehobene Kreide symmetrisch über dem Scheitel des einsinkenden kristallinen Kerns.

Nördlich von Falkenhain wird die Randstörung des Lomnitz-

kammes von der als Grafenorter Quellenspalte bekannten WNW streichenden Störung von Grafenort-Batzdorf—Reinerz abgelöst. Diese ist eine von Brüchen begleitete Flexur mit der tieferen Scholle im Norden. Die leichte S- bis SSW-Neigung ihrer südlichen Hochscholle vereinigt sich mit dem verbreiterten Außenabfall des Lomnitzkammes. Dadurch steigt der von beiden Störungen zwickelförmig umschlossene Teil der Kreidedecke nach NW an; im gleichen Maß übernimmt die Störung von Batzdorf—Reinerz die Sprunghöhe der Lomnitzkammflexur, und der Außenabfall des Lomnitzkammes lenkt damit von ONO nach NNO um.

Der Lomnitzkamm und seine tektonische Umgebung.

Nach der vorangegangenen Beschreibung stellt sich der Lomnitzkamm dar als eine Sattelstufe mit flach NW geneigtem Rücken und einer mehr oder minder steil ostfallenden Stirn.

Die gleiche Bauart beherrscht das ganze Habelschwerdter Gebirge und — wenn auch in bescheidenerem Ausmaß — die breite Niederung zwischen Lomnitzkamm und Glatzer Schneegebirge.

Im nördlichen Gebiet des Habelschwerdter Kammes (Grunwalder Berg — Todter Mann) fällt die Kreide mäßig steil nach O und ONO und sehr flach nach NW[1] und S. Daraus ergibt sich wie auf dem Lomnitzkamm das Bild einer nach S einsinkenden Sattelstufe. Zwischen sie und den Lomnitzkamm schiebt sich südwestlich Hammer beginnend mit der Schlösselkoppe eine weitere große Stufe, die nach S im Kamm der Heidelberge fortgesetzt wird. Der orographische Habelschwerdter Kamm gliedert sich demnach tektonisch in zwei einander ablösende Sattelstufen.

Über die Lagerung der Kreideschichten in der Randstörung des böhmischen Kammes ist noch nichts Näheres bekannt. Wahrscheinlich ist sie nicht grundsätzlich anders als im Habelschwerdter oder am Glatzer Schneegebirge.

Bei Habelschwerdt wird die sonst ebenmäßige Südwestabdachung von einer weiteren aber niedrigen und flachen nach Nordwest streichenden Flexur unterbrochen. Sie fällt mit nur 15° gegen

[1] Zu dem flachen NW-Abfall dieser Stufe gehört die Kreide auf dem Predigtstuhl und Altarberg südlich Reinerz. Die auf der Leppla'schen Karte hier verzeichnete Verwerfung besteht nicht.

Ost (Mergelsandsteine, Pläner und Kieslingswalder Tone am Floriansberg, im Neißebett und in Wegeinschnitten und kleinen Steinbrüchen zwischen Krotenpfuhl und den Feldhäusern von Grafenort). Schon südlich von Habelschwerdt klingt sie aus. Das Schichtstreichen bildet hier einen nach NW geöffneten Bogen, dessen Außenabfall sich von O nach S stetig verflacht. Der Quadersandstein, auf dem Habelschwerdt steht, streicht als sehr flacher Scheitel im oberen Knie der Flexur zu Tage, entspricht also tektonisch der kristallinen Vorderkante des Lomnitzkammes. Die Flexur von Habelschwerdt besitzt etwa 60 m Sprunghöhe, d. h. etwa $\frac{1}{9}$ derjenigen des Lomnitzkammes. Im N wird sie vermutlich in gleicher Weise wie jene durch die Störung von Grafenort—Batzdorf begrenzt.

Im S wird der Rücken von Habelschwerdt von der Mulde von Kieslingswalde—Waltersdorf aufgefangen. Mit den Sattelstufen teilt diese Mulde die Eigentümlichkeit eines flachen West- und steilen bis überkippten Ostflügels.

Durch diese Asymmetrie sowie durch die Grundrißform ähneln die tektonischen Einheiten des Glatzer Gebirges den Kreidemulden des Bober—Katzbachgebirges. In beiden Gebieten liegen die Achsen exzentrisch den Nord- bezw. Ostflanken entsprechender Einheiten genähert; und wie dort die Spezialmulden von Goldberg und Lähn nach W in die tiefere und weitere Löwenberger Hauptmulde einmünden, so vereinigen die Sattelstufen des Glatzer Landes sich zu einem gemeinsamen Hochgebiet im N.

Die Oberflächengestalt.

Der Vergleich einer topographischen und einer geologisch-tektonischen Karte der südlichen Grafschaft Glatz zeigt in großen Zügen Übereinstimmung zwischen tektonischem Bau und Oberflächengestalt (Taf. XXIII u. XXVII).

Die petrographischen Unterschiede sind besonders dort morphologisch wirksam, wo die Kreideschichten unter spitzem Winkel zur Oberfläche ausstreichen, also an den Rändern der Deckenreste auf dem Lomnitzkamm und innerhalb der randlichen Störungszone dort, wo ihr Neigungsgrad klein ist (Kliegelkoppe, Tautzberg). Der größte morphologische Gegensatz besteht nämlich nicht zwischen Kristallin und Kreide sondern zwischen den verschiedenen Gesteinen der Kreide selbst.

Im folgenden haben wir es jedoch nur mit den unmittelbaren Wirkungen der Tektonik auf die Oberflächengestalt zu tun. Durch tektonische Strukturen bedingt sind die Talrichtungen. Durch tektonische Vorgänge sind dagegen Höhenlage und Neigung bestimmt.

Die linearen Elemente der Morphologie (Talrichtungen) kommen auf den Karten deutlich zum Ausdruck. Erfahrungsgemäß kehren im Entwässerungssystem die Richtungen der Hauptkluftsysteme mehr oder minder ausgeprägt wieder. Weitergehende Schlüsse auf die tektonischen Bewegungen lassen sich aus den herrschenden Laufrichtungen der fließenden Gewässer allein nicht ziehen.

Die räumlichen Elemente der Morphologie (Höhe und Neigung) werden infolge ihrer komplexen Natur auch von der Höhenschichtenkarte (Taf. XXVII) nicht rein wiedergegeben. Zu ihrer Erläuterung sollen folgende Tatsachen angeführt werden:

Die morphologischen Gipfelpunkte des Lomnitzkammes befinden sich in seinem tektonischen Scheitelbereich..

In der ganzen Länge des Kammes dacht sich die Oberfläche nach O wesentlich steiler ab als nach W. Die Steilheit des Ostabfalls wächst und vermindert sich mit der Sprunghöhe:

Ort	Relative Höhe	Böschungswinkel	Sprunghöhe
Krähenberg	70	8	150—180
Südlich Steinberg	100	8	250
Steinberg	130	10	250
Kliegelkoppe	130	17	325
Dohlenberg	160	14	375
Jestellkoppe	260	16	425
Tautzberg	220	17	
Hainberg	300	19	450?
Kesselberg	350	17	450
Ranserberg	330	19	450—500
Stubengrund	370	18	500
Krausenhübel	360	17	400
Rollenberg bei Pohldorf	270	9	220?

Der Westabfall ist im Nordteil auffallend eben, flach und ungegliedert. Dies ist der morphologische Ausdruck für die Alleinherr-

schaft eines tektonischen Bauplanes. Nach S ändert und belebt sich die Oberfläche in dem Maße, wie der Bau komplizierter wird. Von der Schlösselkoppe ab überwältigt der Heidelbergkamm morphologisch wie tektonisch die Lomnitzstufe. Je mehr er sie überragt, desto weiter schiebt sich sein Abhang vor und ergreift schließlich ihren ganzen Westabfall. So findet zwischen Kressenbachtal und Verlorenwasser die tektonische Westneigung der Stufe keinen unmittelbaren morphologischen Ausdruck. Die Oberfläche ist im großen nach O abgedacht. Der morphologische Kamm der Lomnitzstufe wird zu einem Gefällsknick des Ostabfalls der Heidelbergstufe (vergl. Fig. 7).

Taleinschnitte haben im Nordteil fast keine morphologische Bedeutung. Keiner der kleinen Wasserläufe, die die Stufe von

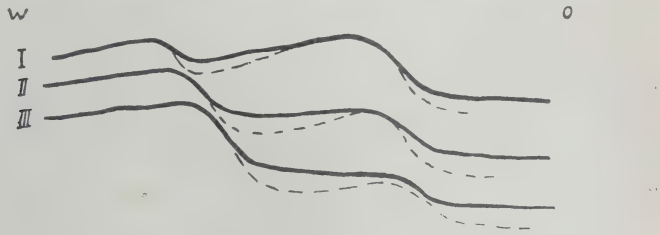


Fig. 7.

Morphologische Überwältigung des Lomnitzkammes durch den Kamm der Heidelberge (schematisch). Gestrichelt: Kreideunterfläche. Die Neigung der Oberfläche (starke Linie) ist abhängig von der Sprunghöhe der Flexur zwischen den benachbarten Stufen.

außen einkerben, hat die Kammlinie erreicht. Die tektonische Scheitellinie dürfte allerdings mehrfach unterquert sein. Im ganzen haben wir also hier, besonders in der fast ebenen Fläche des Westhanges ein klares Beispiel unmittelbar tektonischer Morphologie; d. h. die großen morphologischen Flächen sind nach der gleichen Seite wie die tektonischen Flächen geneigt, nur, wie gewöhnlich, flacher als diese. Diese dem tektonischen Bau zwar nicht parallele, aber streng gleichsinnige Oberflächenform soll kurz als „architektonische" Morphologie bezeichnet werden; es soll damit die Abhängigkeit ihrer Formen von denen des tektonischen Baus betont werden gegenüber anderen, zwar in Ortslage und Grundriß tektonisch bedingten, in ihrer Erschei-

nungsform aber selbständigen Elementen der Morphologie (z. B. Erosionstäler).

Der südliche Teil des Lomnitzkammes ist stärker durchtalt und in ein Hügelland umgewandelt. Von außen, d. h. von Osten aus gesehen, fällt dies deshalb weniger in die Augen, weil auch hier zwischen den einzelnen schmalen Talaustritten der Ostabfall der Stufe fassadenartig erhalten geblieben ist. Einen Anhalt für die auch in dem Hügelgebiet einmal vorhanden gewesene architektonische Oberfläche bieten die Gipfelhöhen. Diese nehmen im Sinne des tektonischen Einsinkens des Kammes von NNW nach SSO stetig ab.

Diese Regelmäßigkeit kann allerdings bei hinreichender Nähe zweier Täler verloren gehen, wie die zu „geringe" Höhe des Kirchberges und seiner östlichen Fortsetzung zwischen Neu-Weistritz und Hammer zeigt.

Die morphologische Durchgliederung des südlichen Lomnitzkammes ist das Werk dreier ihn in seiner ganzen Breite querender Wasserläufe nebst deren Zuflüsse. Dies sind von Norden nach Süden: Habelschwerdter Weistritz, Hohndorfer Wasser und die Neiße bei Langenau.

Habelschwerdter Weistritz. Das Tal hat im ganzen ostwestlichen Verlauf. Die randliche Störungszone jedoch quert es senkrecht. Die einzelnen Talstücke des Mittellaufes erscheinen durch das innere Gefüge (Schieferung, Klüftung) oder auch durch petrographische Besonderheiten (die große Schleife um den Amphibolit von Hammer) gerichtet. Der Oberlauf, Kressenbach genannt, biegt in das Streichen der großen tektonischen Einheiten ein und ist dort in eine flache Senke zwischen dem Lomnitzkamm und der westlich benachbarten Sattelstufe nur wenige Meter tief eingeschnitten. In das Tal der Habelschwerdter Weistritz münden von N her zwei ungefähr streichende Täler, das des Spätenwalder und Voigtsdorfer Wassers. Beide haben starkes Gefälle und schneiden ersichtlich in das nördlich gelegene Gebiet der geschlossenen großen Flächen ein. Das von S einmündende Tal von Neu-Weistritz verläuft quer zum Streichen und dem Haupttal annähernd parallel. Nicht mehr zur Stufe des Lomnitzkammes, sondern zu der nächst westlichen gehört der ebenfalls von S zufließende Glaserseiffen.

Das Hohndorfer Wasser durchbricht den Rand des Lomnitzkammes auch senkrecht, die größte Strecke seines Laufes ist aber nordsüdlich gerichtet. Der Bach schneidet also inneres Gefüge wie das Streichen der Sattelstufe unter spitzem Winkel. Die oberste Strecke stellt sich senkrecht in Richtung des steilsten Gefälles der überragenden Stufe der Heidelberge. Alle Nebentäler kommen von links und verlaufen mehr oder minder genau im Streichen.

Die Neiße bei Langenau quert Kamm und auch Randstörung unter spitzem Winkel. Das hier von links an die Neiße herantretende Höllental ver-

läuft ostwestlich und bildet mit dem Streichen von Kamm und Störung ungefähr den gleichen Winkel wie die Neiße.

Das morphologische Gesamtbild des Lomnitzkammes wird beherrscht von dem Vordringen der Erosionsmorphologie in ein Gebiet vorwaltender architektonischer Morphologie.

Die den Lomnitzkamm durchtalenden Wasserläufe queren auch die ihm östlich benachbarte Scholle. Der Neißedurchbruch von Habelschwerdt entspricht dem von Langenau darin, daß der Fluß früher auch die Sattelstufe von Habelschwerdt im S und O umfloß.

Hohndorfer Wasser und Kressenbach münden in die Neiße vor deren Austritt aus der Stufe von Habelschwerdt in die eigentliche Neißemulde.

Sahen wir auf dem Lomnitzkamm die architektonische Morphologie nur dort entwickelt, wo weder die Einwirkung der nächst höheren Stufe noch starke Zergliederung durch rückschreitende Erosion sich störend bzw. zerstörend bemerkbar macht, so werden wir danach im Bereich der Habelschwerdter Stufe kaum solche Flächen erwarten dürfen. Denn tektonisch und morphologisch beherrscht ja die Lomnitzstufe die von Habelschwerdt um ein vielfaches mehr, als sie ihrerseits von der Stufe der Heidelberge beherrscht wird.

Allerdings glaube ich, daß der flache Rücken, der vom Siegert (W von Habelschwerdt) nach NNW zu verfolgen ist (über P. 388 zwischen Vorwerk Neuhof und den Feldhäusern von Grafenort bis P. 353 und noch weiter, dort allerdings nur als Verflachung der östlichen Neigung des Talbodens kenntlich) eine dem Lomnitz„kamm" morphologisch entsprechende Erscheinung ist. Es muß hierbei bedacht werden, daß die Randflexur dieser Stufe einen fast zehnmal kleineren Höhenunterschied ausgleicht als die Randstörung des Lomnitzkammes.

Viel klarer als hier und beinahe einleuchtender als auf dem eigentlichen Lomnitzkamm gestaltet sich weiter nordwestlich im Nesselgrund und dem Gebiet der Reinerzer Forst das Ineinandergreifen der verschiedenen, einander ausschließenden Elemente der Morphologie.

Wir sehen dort große Flächen, die den tektonischen Neigungsverhältnissen annähernd gleichen. Diese werden tief zerschnitten durch steilgeböschte Täler.

Dazu folgende Einzelheiten: Am Grunwalder Berg lagert die Kreide in 820—830 m Höhe dem Gneis auf. Sie fällt von hier flach nach W, NW und N, steiler nach NO und O. Der Neigungsgrad nach W und NW beträgt 3°. Etwas kleinere Werte erhalten wir, wenn wir, z. T. über die Täler hinweg, die morphologischen Gipfelpunkte miteinander verbinden, nämlich:

Höhe	Entfernung	Höhe	Neigung auf 100 m
Grunwalder Berg 830 m	2250 m	Wagnerberg 772 m	2,66 m
	4000 m	Vogelherd 720 m	2,75 m
	3600 m	Predigtstuhl 710 m	3,33 m

Die Erosionstäler liegen hier im Streichen der Störungszonen. Die Schieferung in Gneis und Glimmerschiefer wird spitzwinklig durchbrochen.

Die Beobachtungstatsachen seien hier kurz unter einem einheitlichen Gesichtspunkt zusammengefaßt: Wir unterscheiden zwei einander ausschließende Formen der Oberfläche, die offenbar auf zwei verschiedene Arten der Abtragung zurückzuführen sind: Einmal große Flächen, die den tektonischen Bauplan unmittelbar nachbilden, dann Erosionstäler, die den tektonischen Hochbau von seinem Rande her abbauen und die „architektonischen" Flächen zerschneiden und damit neue Formen schaffen.

Natürlich sind auch die „architektonischen" Flächen Abtragungsformen und bahnen die Schlichtung der tektonischen Höhenunterschiede an — sie bilden ja die tektonischen Neigungswinkel nicht ab sondern sind stets flacher als sie. Ihre Unbeständigkeit gegenüber der vordringenden Erosionsmorphologie lehrt aber, daß der Träger ihrer Bildung nicht die Erosion ist. Es kommen hier nur flächenhaft wirkende Vorgänge in Frage.

Unmöglich können die weiten Hochflächen auf den einzelnen Sattelstufen als Reste der zusammenhängenden Rumpffläche einer ehemaligen Tiefenlage gedeutet werden. Denn die Flächen, die eine etwas steilere Schichtlage mildern, haben diese, d. h. die Emporrichtung der Schichten aus der Tiefenlage offenbar zur Voraussetzung.

Ob Solifluktion allein die großen Flächen annähernd tektonischer Neigung geschaffen hat, soll hier nicht erörtert werden; jedenfalls finden sich im Gebiet mehrere ausgezeichnete Beispiele für diese in ihrer Wirkung häufig unterschätzte Abtragungsart.

Zusammenfassung der tektonischen und morphologischen Ergebnisse.

Die Untersuchungen gingen aus von der bekannten Tatsache, daß in dem hier behandelten Gebiet eine präkretazische Faltentektonik und eine postkretazische Schollentektonik scharf zu trennen

sind. Ebenfalls bekannt war die Übereinstimmung bestimmter Richtungen der postkretazischen mit solchen der alten Tektonik.

Die präkretazische Tektonik besteht in Faltung Schieferung, Streckung und einem Teil der Klüftung des Grundgebirges.

Die Faltung ist isoklinal, streicht im engeren Untersuchungsgebiet NNW bis NW und fällt unter mittlerem Neigungswinkel nach W. Die Schieferung nimmt wie die Schichtung an der Faltung teil. Die sinngemäße Verbindung der Lagerung der kristallinen Schiefer im östlichen und westlichen Randgebirge des Neißegrabens ergibt ein Gewölbe mit steilem Ostabfall und flacherer Westneigung.

Die lineare Streckung streicht (sowohl östlich wie westlich des Neißegrabens) im S nordsüdlich und schießt nach S ein; im Norden biegt sie nach NW um und fällt nach N bzw. NW.

Von den Kluftsystemen steht eines ungefähr senkrecht auf der Streckung, streicht also im engeren Untersuchungsgebiet ostwestlich. Die Mehrzahl dieser Klüfte fallen der Neigung der Streckung entsprechend im S nach N und im N nach S.

Ein zweites Kluftsystem streicht wie Schieferung und Faltung, also NNW und fällt nach der entgegengesetzten Seite: nach O.

Ein drittes Kluftsystem streicht WNW, fällt fast ausnahmslos nach N und steht in keiner räumlich einfachen Beziehung zu den anderen tektonischen Merkmalen.

Die postkretazischen Bewegungen bewirkten allgemeine Hebung, Schrägstellung, streifenweise stärkere Aufrichtung sowie Klüftung der Kreide.

Die Kreidedecke ist in eine Reihe von NNW bis NW streichenden Sattelstufen gegliedert, deren flache Neigung stets nach W geht und deren nach O gerichtete Steilabfälle sich in Aufrichtungszonen tektonisch wie morphologisch deutlich zu erkennen geben.

Als östlichste dieser Stufen wurde der Rücken von Habelschwerdt—Alt-Lomnitz erkannt. Danach kann die Randstörung des Lomnitzkammes nicht mehr im strengen Sinne als Westrand des Neißegrabens bezeichnet werden. Zwischen der niedrigen Stufe von Habelschwerdt und dem östlichen Randgebirge liegt die Mulde von Kieslingswalde—Waltersdorf.

Die Aufrichtungszonen liegen im Streichen der alten Faltenzüge und der Streckung und zeichnen deren Umbiegung nach, in-

dem im Norden nordwestlicher, im S mehr nordnordwestlicher bis nordsüdlicher Verlauf herrscht.

Die Randstörung des Lomnitzkammes, deren tektonischer Analyse der Hauptteil der Untersuchung galt, vereinigt in ihren verschiedenen Abschnitten beide Richtungen. Weitere Beziehungen zum kristallinen Gefüge zeigten sich in verschiedenen Einzelheiten.

Die Störung äußert sich in der Kreide als Flexur, im Kristallin vielleicht als System eng gescharter Sprünge, die unter der bruchlos aufgerichteten Kreide verborgen sind.

Die Flexur ist meist flach bis mittel geneigt; selten steht sie senkrecht.

An den Stellen steiler Neigung haben Verschiebungen innerhalb der Kreide stattgefunden, die zu gelegentlichen Ausdünnungen führten. Erhebliche Bewegungen an der Kreideunterfläche ließen sich nicht nachweisen.

Die Sprunghöhe steigt von beiden Seiten, und zwar von Norden rascher als von Süden bis zu 500 m. Der Abschnitt größter Sprunghöhe fällt merkwürdigerweise in den Bereich starker horizontaler Umbiegungen des kristallinen Gefüges. Auch springt gerade hier die höhere Scholle unter Beteiligung von Querstörungen gegen die tiefere vor.

Die Klüftung der Kreide ist naturgemäß regelmäßiger als im Kristallin. Innerhalb der Kreide sind wiederum die homogenen Plänergesteine mehr und strenger geklüftet als die Sandsteine.

Im ganzen herrschen drei Systeme:

Etwa gleich scharf tritt ein nordnordwestliches und ein darauf senkrechtes, also ONO streichendes hervor. Nachweisliche Bewegungsspuren sind auf das ONO-System beschränkt.

Wie im Kristallin ist außer diesen beiden ein WNW streichendes Kluftsystem vorhanden.

Die Oberflächengestalt bildet in ihren Großformen den Bau der jungen Schollentektonik ab.

Am unmittelbarsten entsprechen hochgelegene und sehr flach geneigte Flächen im Norden des Gebietes dem Stufenbau ihres Untergrundes. In diese Hochflächen dringen fortschreitend tiefe Erosionstäler ein, deren Laufrichtungen durch das innere Gefüge beeinflußt sind.

Folgerungen und Fragen zur Schollentektonik.

Das Bauwerk postkretazischer Tektonik läßt die Abwesenheit bedeutenden tangentialen Schubes bei den jungen Bewegungen erkennen. Die tangentiale Komponente, wie beispielsweise in der Überkippung der östlichen Randstörung des Neißegrabens ist stets um ein mehrfaches geringer als die ihr örtlich zugeordnete Vertikal-Komponente.

Dies unterscheidet die junge Gebirgsbildung trotz Übereinstimmung der tektonischen Linien grundsätzlich von der alten.

Die Höhenlage der Kreideunterfläche zeigt, daß das Ergebnis aller vertikalen Bodenbewegungen seit der Kreide eine beträchtliche Hebung ist. Da die Unterfläche der Kreide während der Ablagerung der oberen Kreideschichten mindestens 200—300 m unter dem damaligen Meeresspiegel gelegen haben muß (d. h. seit der Transgression um diesen Betrag relativ gesunken war), so ergibt sich für die gegenwärtig zu tiefst liegenden Stellen der Kreideunterfläche eine Emporhebung von 400 m (bei angenommener Konstanz des Meeresspiegels!). Die westlichen Stufen haben demnach Hebungen bis zu 1100 m seit ihrer tiefsten Lage erfahren, und die zweifellos von Kreide bedeckt gewesenen[1] Teile des Glatzer Schneegebirges sind seitdem um rund 1500 m emporbewegt.

Ungewiß ist, ob die Hochbewegung im Block erfolgte, und die Stufen- und Muldenbildung als staffelförmiges Einsinken zeitlich von ihr zu trennen ist, oder ob umgekehrt die Sattelstufen und das östliche Randgebiet nur die allgemeine Hebung überholten.

Diese Frage ist nicht vom Einzelgebiet aus zu lösen. Analogien mit dem Oberrheingraben, dem Kristianiagebiet u. a. müssen mit erörtert werden. Hier soll nur eine Überlegung angeführt werden, die gegen das anfängliche Vorhandensein eines ungestaffelten Gewölbes spricht.

In der Mulde von Kieslingswalde sind mit dem untersenonen Konglomerate der Hirtensteine die höchsten Kreideschichten erhalten. Die Oberfläche im Bereich der Stufe von Habelschwerdt liegt dagegen bereits in den oberen Plänern des Turon. Auf dem

[1] Die küstenferne Fazies der oberen Kreide (Turon) am Rand des Glatzer Schneegebirges beweist, daß das Kreidemeer mindestens damals in das gegenwärtige Gebiet des Schneegebirges übergegriffen hat.

Lomnitzkamm und zwar gerade auf seinem unzertalten Westhang im N schneidet die Oberfläche sogar die untere Grenze des Pläners gegen den Sandstein. Am vollständigsten sind also die Kreideschichten dort erhalten, wo der Scheitel des gedachten Gewölbes liegen würde, dagegen tiefer denudiert an dessen westlichen Abhang: es wären somit die Flanken tiefer abgetragen als der Scheitel. Diese Folgerung widerspricht allen Erfahrungen.

Man wird deshalb annehmen müssen, daß die Mulde am Ostrand des Neißegrabens nicht in ein fertiges Gewölbe eingebrochen, sondern gegen die Aufwölbungsbewegung in O und W von vornherein zurückgeblieben ist. Ein gleiches würde für die Störung des Lomnitzkammes gelten. Auch hier dürfte die tiefere Scholle nicht abgesunken, sondern die Vorderkante der höheren im Sinne der allgemeinen Schrägstellung gegen die tiefere hochbewegt sein.

Die Betrachtung des Zustandes und der gegenwärtigen Abwandlung der Oberflächenformen lehrte, daß wir erst am Anfang des morphologischen Ausgleichs der tektonischen Höhenunterschiede stehen.

Vergleichen wir unter diesem Gesichtspunkt das Untersuchungsgebiet noch einmal mit dem Bober-Katzbachgebirge, so fällt neben der schon erwähnten grundsätzlichen Ähnlichkeit des Baues die völlige Andersartigkeit der Oberflächengestalt auf.

Dort geht die Morphologie über die nördlichen steilen bis überkippten Flügel der einzelnen Mulden ebenflächig hinweg, und nur die einzelnen härteren Schichten der flachen Südflügel sind als morphologische Stufen herausgearbeitet. Wir haben also dort bereits eine Einebnung n a c h der Muldenbildung.

Da im Bober-Katzbachgebirge Vertikalstörungen von gleicher Größenordnung wie im Neißegebiet (Hermsdorfer Spalte = 800 bis 900 m) oberflächlich ausgeglichen sind, kann die S p r u n g h ö h e allein die noch unmittelbar tektonische Morphologie der Sattelstufen im Neißegebiet nicht erklären.

Dafür kann einmal ihre andere B e w e g u n g s f o r m als Erklärung angeführt werden. Alsdann könnte auch ein schnelleres Zeitmaß der Bewegung bewirkt haben, daß die Erosionsmorphologie mit der Errichtung des tektonischen Baus gleichsam nicht Schritt halten konnte.

Oder aber die Bewegungen im Neißegebiet sind wesentlich j ü n g e r als die saxonischen Bewegungen im Bober-Katzbachgebirge.

Diese letzte Möglichkeit steht in gewissem Widerspruch zu der Feststellung nachweislich vormiocäner bis voroligocäner Störungen

in Böhmen (**23** und **26**) von gleichem Charakter und gleicher Richtung wie die des Neißegrabens.

Andererseits hat bereits Leppla vermutet, daß die westlichen Sattelstufen des Neißegebirges jüngerer Entstehung seien als die östliche Randstörung.

Es ist möglich, daß eingehende morphologische Untersuchung zur Beantwortung der Altersfrage der postkretazischen Tektonik im Neißegebiet beiträgt.

Literaturverzeichnis.

Die zitierte Literatur ist vollständig, die benutzte auszugsweise angegeben.

1. R. Bärtling: Transgressionen, Regressionen und Faziesverteilung in der mittleren und oberen Kreide des Beckens von Münster. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **72**. 1920.
2. K. Berz: Untersuchungen über Glaukonit. Jahresber. d. Oberrh. geol. Ver. **10**. 1924.
3. — Magneteisen in marinen Ablagerungen. Centralbl. f. Min. etc. 1922.
4. E. Beyrich: Die geognostischen Verhältnisse südlich von Reinerz. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **3**. 1851. p. 376 ff.
5. H. Cloos: Der Gebirgsbau Schlesiens. Berlin 1922.
6. F. Frech: Schlesiens Heilquellen in ihrer Beziehung zum Bau der Gebirge. Berlin 1912.
7. — Der Gebirgsbau in der Schlesischen Landeskunde. Leipzig 1913.
8. K. Flegel: Über das Alter der oberen Quader des Heuscheuergebirges. Centralbl. f. Min. etc. 1904.
9. — Exkursion in das Kreidegebirge der südlichen Grafschaft Glatz. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **56**. 1904.
10. — Exkursion auf die Heuscheuer. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **56**. 1904.
11. — Heuscheuer und Adersbach—Weckelsdorf. Dissertation 1905.
12. A. Frič: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. Prag 1869.
13. H. B. Geinitz: Das Elbtalgebirge in Sachsen. Palaeontogr. **20**. 1871—75.
14. F. Herzog: Tektonische Spezialuntersuchungen im Gebiete des Neißegrabens. Abh. d. Pr. Geol. L.A. N. F. Heft 89. 1922.
15. F. Katzer: Geologie von Böhmen. Prag 1892.
16. P. Kessler: Zur Entstehung der mittelrheinischen Tiefebene. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **62**. 1910.
17. Fr. Kossmat: Übersicht der Geologie von Sachsen. Leipzig 1916.
18. A. Leppla: Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße. Abh. Pr. Geol. L.A. N. F. Heft 32. 1900.
19. O. v. Linstow: Untersuchungen über den Beginn der großen Kreidetransgression. Jahrb. Pr. L.A. 1918. II.
20. R. Michael: Cenoman und Turon in der Gegend von Kudowa. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **45**. 1893.
21. E. Obst: Die Oberflächengestaltung der schlesisch-böhmischen Kreideablagerungen. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg. **24**. 1909.

22. W. Petrascheck: Studien über Faziesbildungen im Gebiete der sächsischen Kreideformation. Isis. Abh. Dresden 1899.
23. — Über eine Diskordanz zwischen Kreide und Tertiär. Isis. Abh. 1901.
24. — Inoceramen aus der Kreide Sachsens und Böhmens. Jahrb. Geol. R.A. **53**. 1903.
25. — Zur Geologie des Heuscheuergebirges. Verh. Geol. R.A. **53**. 1903.
26. — Das Bruchgebiet des böhmischen Anteils der Mittelsudeten westlich des Neißegrabens. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **56**. 1904.
27. — Zur neuesten Literatur über das böhmisch-schlesische Grenzgebiet. Jahrb. Geol. R.A. **54**. 1904.
28. — Die Zone des *Actinocamax plenus* in der Kreide des östlichen Böhmen. Jahrb. Geol. R.A. **55**. 1905.
29. — Über den Untergrund der Kreide und über präcretacische Schichtenverschiebungen im östlichen Böhmen. Jahrb. Geol. R.A. **60**. 1910.
30. — Erläuterungen zu Blatt Josefstadt und Nachod. Geol. R.A. 1913.
31. K. Pietzsch: Verwitterungserscheinungen der Auflagerungsfläche des sächsischen Cenomans. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **65**. Monatsber. 1913.
32. H. Quiring: Die Entstehung der Schollengebirge. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **65**. Abh. 1913.
33. — Über Wesen und Ursprung der postvariskischen Tektonik Nordwestdeutschlands. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **76**. Monatsber. 1924.
34. J. Roth: Erläuterungen zu der Geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. Berlin 1867.
35. H. Schander: Die cenomane Transgression im mittleren Elbtalgebiet. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **75**. Abh. 1923.
36. C. Schlüter: Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeontographica. **24**. 1878.
37. H. Scupin: Die stratigraphischen Beziehungen der sächsischen, böhmischen und schlesischen Kreide. Dies. Jahrb. 1912. Beil.-Bd. XXIV.
38. — Über sudetische, prätertiäre junge Krustenbewegungen u. die Verteilung von Wasser und Land zur Kreidezeit etc. Zeitschr. f. Naturw. **82**. 1910.
39. — Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. Palaeontographica. Suppl.-Bd. **6**. 1912—1913.
40. H. v. Staff: Beiträge zur Geomorphogenie und Tektonik Deutsch-Ostafrikas. Archiv f. Biontologie. **3**. 1914.
41. H. Stille: Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Jahrb. Pr. Geol. L.A. **56**. 1905.
42. — Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. 1910.
43. — Der Mechanismus der Osning-Faltung. Jahrb. Pr. Geol. L.A. **31**. 1910.
44. — Hebung und Faltung im sogenannten Schollengebirge. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. **68**. Monatsber. 1916.
45. F. Sturm: Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. Jahrb. Pr. Geol. L.A. **21**. 1900.
46. — Geologische Wanderungen zwischen dem Glatzer Schneegebirge und Habelschwerdter Gebirge. Wanderungen in Schlesien. Heft 2. o. J.
47. O. Wilckens: Grundzüge der tektonischen Geologie. Jena 1912.

Tafelerklärungen.

Tafel XXIII.

Tektonische Übersichtskarte des Lomnitzkammes.
Maßstab ca. 1 : 100 000.

Tafel XXIV.

Ausschnitt aus der Kluftkarte.
Maßstab ca. 1 : 50 000.
Die Klüfte sind an den Beobachtungsstellen eingetragen.

Tafel XXV.

Querprofile durch den Lomnitzkamm.
Längen zu Höhen wie 4 : 5

Tafel XXVI.

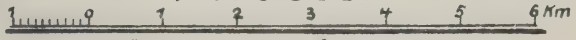
Längsprofil durch den Lomnitzkamm.
Maßstab der Höhen und Längen ca. 1 : 50 000.
Die stark ausgezogenen Linien bezeichnen den Scheitel der Kreideunterfläche auf dem Lomnitzkamm und ihre Sohle am Fuße seines Osthanges.

Taf. XXVII.

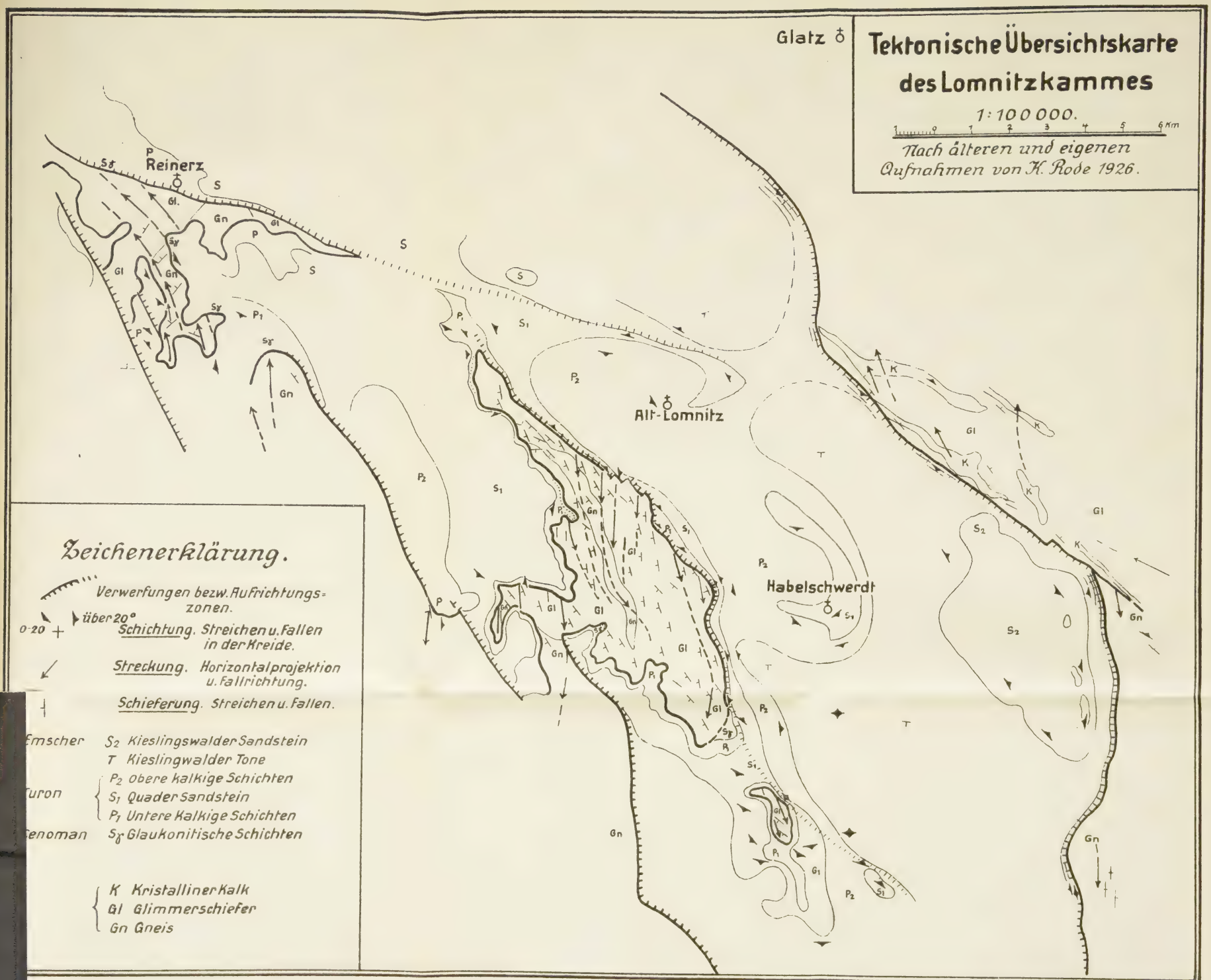
Höhenschichtenkarte der heutigen Oberflächen (Unterlage), Höhenschichtenkarte der Kreideunterfläche (Deckblatt).
Die unterstrichenen Zahlen geben beobachtete, die einfachen Zahlen errechnete Höhen der Kreideunterfläche in Meter über NN an.
Maßstab ca. 1 : 100 000.

Tektonische Übersichtskarte des Lomnitzkammes

1:100 000.

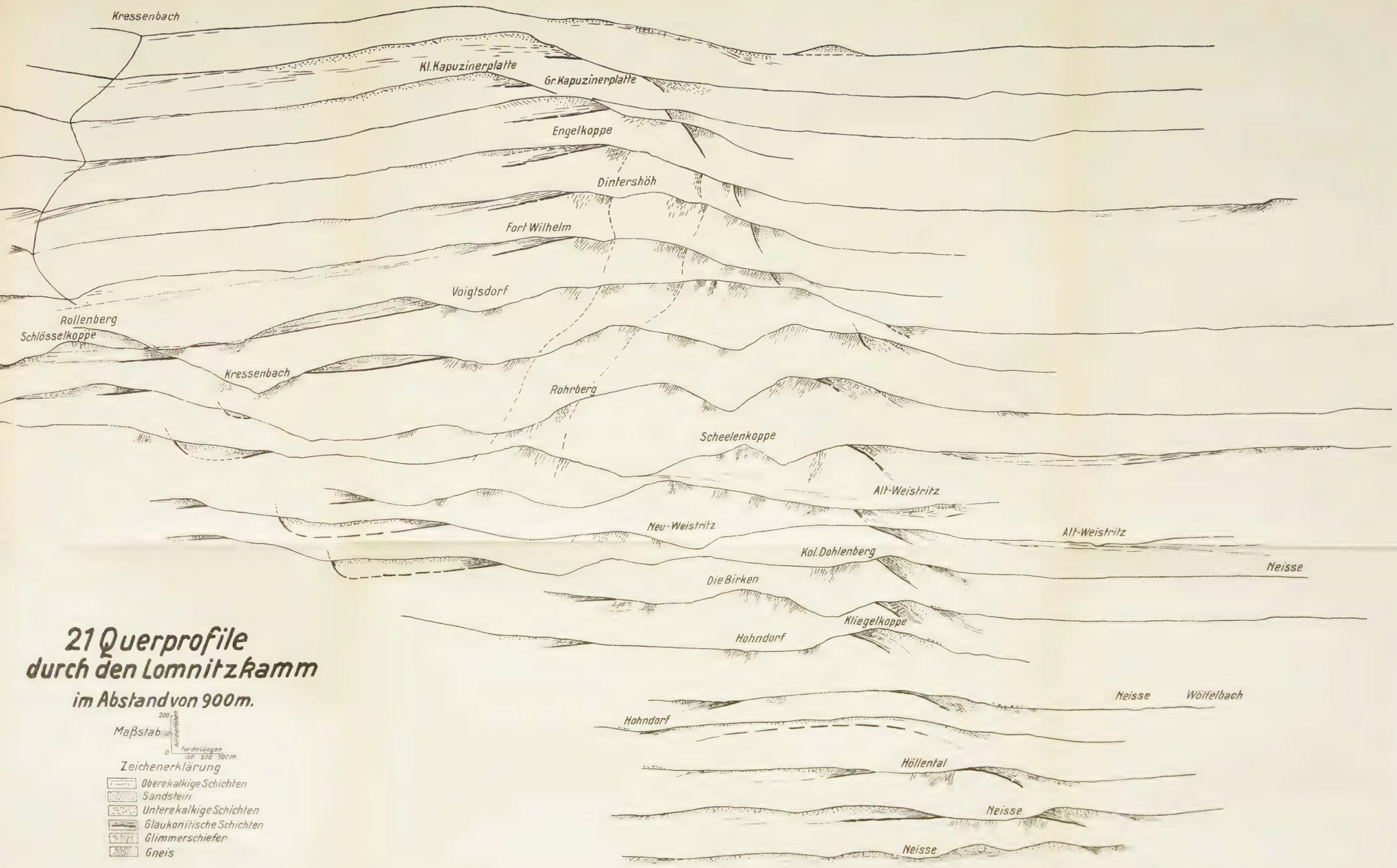


Nach älteren und eigenen Aufnahmen von K. Rode 1926.



K. Rode: Der Lomnitzkamm.

K. Rode: Der Lomnitzkamm.


Kressenbach
Kl. Kapuzinerplatte
Gr. Kapuzinerplatte
Engelkoppe
Dintershöh
Fort Wilhelm
Voigtsdorf
Rollenberg
Schlösselkoppe
Kressenbach
Rohrberg
Scheelenkoppe
Alt-Weistritz
Neu-Weistritz
Alt-Weistritz
Kol. Dohlenberg
Neisse
Die Birken
Kliegelkoppe
Hohndorf
Neisse
Wölfelbach
Hohndorf
Höllental
Neisse
Neisse
21 Querprofile
durch den Lomnitzkamm
im Abstand von 900m.
Maßstab
200
100
0
für die Längen
100 200 300m
Zeichenerklärung
Oberekalkige Schichten
Sandstein
Unterekalkige Schichten
Glaukonitische Schichten
Glimmerschiefer
Gneis

K. Rode: Der Lomnitzkamm.

680
680
450-x
500
520
720
700
560
630
660
700
640
640
700
700
720
700
740
750
635
740
620
700
640
840+
530
510
530
660
330
380
300
300
65-120
100
360
360
90
90
80
360
400
730
800
820
840
840
270
240
170
250
165
820
810
780
760
700
700
560
260
115
200
510
525
645
625
620
440
345
250
245
190
180
125
185
730
500
560
725
720
600
700
680
640
720
580
600
250
125
190
205
740
560
550
580
240
180
145
775
540
540
540
220
180
185
190
560
265
620
245
265
515
520
205
420
200
410
970++
200
580
360
330
255
560

B
Nat-Hist.

THE LIBRARY OF
UNIVERSITY OF ILLINOIS

Neues Jahrbuch
für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

R. Brauns, in Bonn, **E. Hennig**, in Tübingen, **E. Kaiser**, in München, **J. F. Pompeckj**, in Berlin
O. Weigel in Marburg a. L.

Abhandlungen.

LVI. Beilage-Band. Abt. B

Geologie und Paläontologie.

Drittes Heft

Mit Taf. XIX—XXVII und 11 Textfiguren.

STUTTGART 1927
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele) G. m. b. H.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) G.m.b.H. in Stuttgart

Deutschlands Steinkohlenfelder

Ein Überblick für Geologen, Bergleute und Wirtschaftler

Unter Mitwirkung von

Fr. Frech †, A. Dannenberg, P. Keßler, P. Kukuk

herausgegeben von

Prof. Dr. S. von Bubnoff

Mit 10 mehrfachen Tafeln, 27 Textfiguren und 1 Übersichtstabelle
Lex. 8°. 1926. VIII + 251 Seiten Mk. 26.50

Das Werk stellt eine Neu-Herausgabe des 1912 erschienenen Buches Fr. Frech's „Deutschlands Steinkohlenfelder und Steinkohlenvorräte" dar. Es ist bearbeitet von jeweils ersten Kennern der betreffenden Steinkohlengebiete, so daß sämtliche Ergebnisse der neuesten Forschungen darin Berücksichtigung gefunden haben. Dem Geologen, Bergmann und Wirtschaftler gibt das Werk klare, zuverlässige Auskunft, so daß es als brauchbares Hand- und Nachschlage-Werk bezeichnet werden darf.

R. Stappenbeck:

Geologie und Grundwasserkunde der Pampa

*

Mit 1 schwarzen und 2 mehrfarbigen Karten,
80 Textfiguren und 13 Tabellen - Beilagen

Gr. 8°. 409 Seiten. Mk. 45.—

Ein 4 seitiger Prospekt mit vollständigem Inhaltsverzeichnis gibt über Art und Einteilung des Werkes genaue Auskunft. Wir bitten, den Prospekt verlangen zu wollen.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) G. m. b. H.
in Stuttgart.

Grundzüge der Geologie

Ein Lehrbuch
für Studierende, Bergleute und Ingenieure

Mit Unterstützung zahlreicher Fachgelehrter herausgegeben von

Prof. Dr. **W. Salomon**-Heidelberg

Band I: Allgemeine Geologie.

Teil I: Innere Dynamik — Teil II: Äußere Dynamik

Gr.-8°. 877 Seiten mit Taf. I, II und 331 Textabbildungen.

Inhalt des I. Bandes: Joh. Koenigsberger: Die Gestalt der Erde und ihre physikalischen Eigenschaften. W. Salomon: Das Gesteinsmaterial der Erdkruste. A. Bergeat: Plutonismus und Vulkanismus. W. Salomon: Orogenesis = gebirgsbildende Vorgänge. A. G. Högbom: Epeirogenetische Bewegungen. A. Sieberg: Erdbeben. L. Milch: Die Umwandlung der Gesteine. P. Krusch: Erzlagerstättenlehre. Andrée: Geolog. Tätigkeit des Meeres. Salomon: Geolog. Tätigkeit der festländischen Gewässer. Philipp: Geolog. Tätigkeit des Eises. Passarge: Geolog. Wirkung des Windes. Andrée: Geolog. Tätigkeit der Organismen. v. Bubnoff: Überblick über den geol. Bau von Europa.

Preis in ganz Leinen geb. R.M. 32.50.

Band II: Erdgeschichte

Teil I: Archäikum, Proterozoikum (Archäozoikum, Algonkium), Paläozoikum

Teil II: Mesozoikum und Neozoikum

Gr.-8°. 616 Seiten mit Taf. I—XVI, 320 Textfiguren und 1 Tabelle der wichtigsten erdgeschichtlichen Ereignisse.

Inhalt des II. Bandes: Salomon: Grundbegriffe der Erdgeschichte. Sederholm: Archäikum, Proterozoikum. Born: Cambrium, Ordovicium, Gotlandium. Wedekind: Devonische Formation. Harrassowitz: Karbonformation, Permformation. Wurm: Trias. Dacqué: Jura. Stolley: Kreide. Schaffer: Neozoische Formationsgruppe. Keilhack: Quartär. — Broili: Entwicklungsgeschichte der Tiere. Salfeld: Entwicklungsgeschichte der Pflanzen. Mollison: Fossile Menschenaffen und Menschen.

Preis in ganz Leinen geb. R.M. 33.50.

Inhalt des dritten Heftes.

Seite

Gevers, T. W.: Der Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmischen Masse. (Mit Taf. XVII. XVIII, 5 Profillisten und 4 Textabbildungen. (Schluß.) . . . . . 348—436

Beetz, W.: Ueber Glazialschichten an der Basis der Nama- und Konkipformation in der Namib SW-Afrikas. (Mit Taf. XIX—XXII und 1 Textabbildung.) . . . . . 437—481

Rode, K.: Der Lomnitzkamm im Habelschwerdter Gebirge. Bau- und Oberflächengestalt. Mit Taf. XXIII—XXVII und 7 Textabbildungen.) 482—524

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) G. m. b. H. in Stuttgart.

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

Beilage-Band LIV Abt. A Heft 3.

Mit Taf. XIV—XXVIII und 40 Textfiguren.

Stamm, Paul: Die Absorption des sichtbaren und ultravioletten Lichtes und die Interferenz der Röntgenstrahlen beim Turmalin. (Mit Taf. XIV—XVII und 7 Textabbildungen.) 27 S.

Ramdohr, Paul: Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Ueberlegungen über das System FeO, Fe_2O_3, TiO_2. (Mit Taf. XVIII—XXVI und 7 Textabbildungen.) 60 S.

Bach, Ludwig: Ueber Wulfenit. (Mit Taf. XXVII, XXVIII und 5 Textabbildungen.) 40 S.

Seebach, M.: Ueber Aetz- und Lösungserscheinungen am Korund. (Mit 21 Textabbildungen.) 24 S.

Druckfehlerberichtigung.

Beilage-Band LV Abt. A Heft 1.

Mit Taf. I—VII und 20 Textabbildungen.

Stark, M.: Die Augite in den Gesteinen der Euganeen. 35 S.

Fersmann, A. E.: Die Mineralien der Chibina- und Lujavr-Tundren auf der Halbinsel Kola. (Mit Taf. I.) 11 S.

Mügge: O.: Ueber die sogen. Variolite des Oberharzer Diabaszuges. (Mit Taf. II und III.) 13 S.

Heritsch, Franz: Studien über den Chemismus der Granaten. (Mit 7 Textabbildungen.) 32 S.

Bernauer, F.: Ueber Zickzackbänderung (Runzelbänderung) und verwandte Polarisationserscheinungen an Kristallen und Kristallaggregaten. (Mit Taf. IV—VI und 12 Textabbildungen. 52 S.

Finkelnburg, Wolfgang: Untersuchung über die Absorption einiger Glimmersorten im ultravioletten Licht. (Mit Taf. VII und 1 Textabbildung.) 5 S.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Erwin Nägele) G. m. b. H. in Stuttgart.
Druck von Carl Grüninger Nachf. Ernst Klett, Buchdruckerei Zu Gutenberg, Stuttgart.

UNIVERSITY OF ILLINOIS-URBANA
550.5NJB C001
NEUES JAHRBUCH FUR MINERALOGIE STUTTGART
56:2 1927
3 0112 026631397